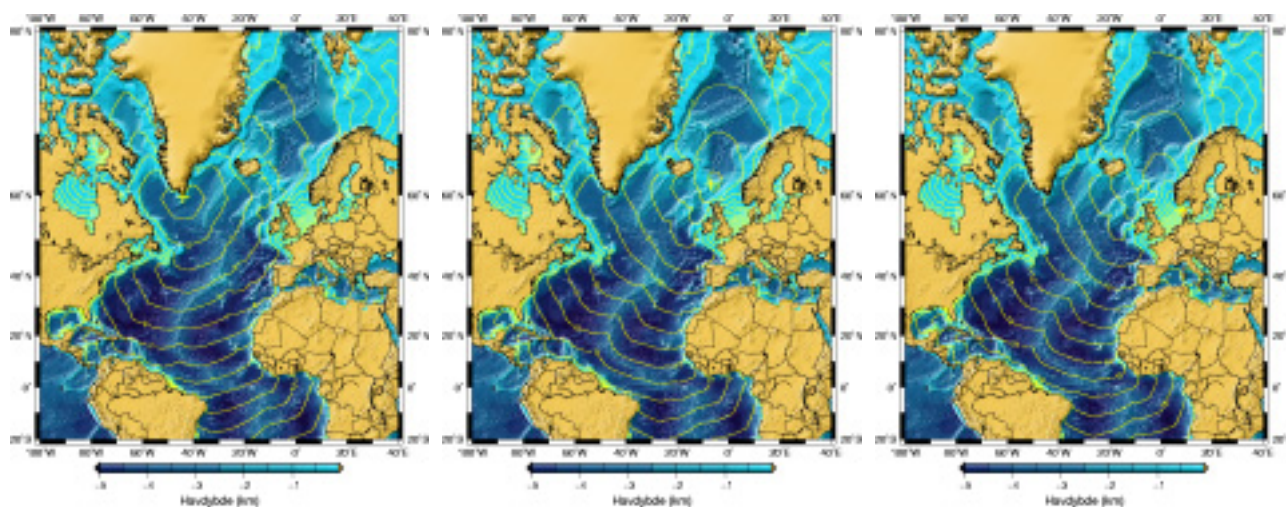


TSUNAMI

Risikovurdering for danske, færøske og grønlandske farvande

DMI - Teknisk Rapport no. 05-08



Erik Buch, DMI
Jesper Batholdy, Geografisk Institut, KU,
Søren Gregersen, GEUS,
Marianne Grauert, Geografisk Institut, KU,
Aksel Walløe Hansen, Niels Bohr Institutet, KU
Niels Højerslev, Niels Bohr Institutet, KU
Christian Laustrop, Kystdirektoratet
Steen Lomholt, GEUS,
Nicolai Kliem, DMI
Jacob Woge Nielsen, DMI
Gunver Krarup Pedersen Geologisk Institut, KU
Torben Risbo, Niels Bohr Institutet, KU
Carl Christian Tscherning, Niels Bohr Institutet, KU

Marts 2005

Forfattere/Authors: Erik Buch, DMI; Jesper Batholdy, Geografisk Institut, KU; Søren Gregersen, GEUS; Marianne Grauert, Geografisk Institut, KU; Aksel Walløe Hansen, Niels Bohr Institutet, KU; Niels Højerslev, Niels Bohr Institutet, KU; Christian Lastrup, Kystdirektoratet; Steen Lomholt, GEUS; Nicolai Kliem, DMI; Jacob Woge Nielsen, DMI; Gunver Krarup Pedersen Geologisk Institut, KU; Torben Risbo, Niels Bohr Institutet, KU; Carl Christian Tscherning, Niels Bohr Institutet, KU.

Copyright: © Danish Meteorological Institute 2005

Danish Meteorological Institute
Lyngbyvej 100
DK-2100 Copenhagen Ø

Phone: 39 15 75 00
Telefax: 39 27 10 80
E-mail: dmi@dmi.dk
Internet: www.dmi.dk

You may freely copy and extract from the publication when mention DMI as source.

Det er tilladt at kopiere og uddrage fra publikationen med kildeangivelse.

ISSN nr. 0906-897X (print)
ISSN nr. 1399-1388 (online)

Indhold

1. Indledning	3
2. Hvad er en tsunami	4
2.1 Karakteristiske egenskaber ved tsunamier	4
2.2 Registrerede tsunamier	6
3. Årsag til tsunamier, som kan ramme kyster i Danmark, Færøerne og Grønland	8
3.1 Udløsende processer	8
3.2 Geologisk ramme, Atlanterhavet	9
3.3 Nedslag af asteroider	13
3.4 Forhold på Grønland som kan udløse tsunamier	14
3.5 Forhold på Færøerne som kan udløse tsunamier	14
3.6 Forhold i Danmark som kan udløse tsunamier	14
3.7 Frekvens af tsunamier i Nordatlanten	15
3.8 Opsummering og konklusion	16
4. Tsunamiudbredelse	17
4.1 Udbredelsestider	17
4.2 Bølgehøjder	17
5. Effekt på danske kyster	21
5.1 Valg af beregningsscenarier	21
5.2 Beregningsmetoder	21
5.3 Beregningsresultater	22
5.4 Konsekvenser	22
6. Varsling af tsunamier ved danske, færøske og grønlandske kyster	25
6.1 Tsunami varslingsystem	26
6.2 Tsunami varsling i Nordatlanten	28
7. Eksempler på tsunamier i Nordatlanten og i rigsfællesskabets farvande	31
7.1 Storegga skredet	31
7.2 Jordskælv ved Lissabon 1. nov. 1755	32
7.3 Bjergskred ved Kalsø, Færøerne	33
7.4 Vaigat bølgen	34
7.5 Jyllands vestkyst	35
7.6 Meteorologisk dannede flodbølger	36
8. Sammenfatning og konklusion	37
Referencer	39
Appendix 1	42

1. Indledning

Den 26. december 2004 blev naturfænomenet *"en tsunami"* pludselig meget kendt og meget nærværende for mennesker overalt på jorden, men naturligvis først og fremmest for befolkningen i landene omkring det Indiske Ocean, som blev ramt af den tsunami der blev udløst af et undersøisk jordskælv ved Sumatra. Denne tsunami forårsagede helt ufattelige tab af menneskeliv og materielle værdier, og ødelagde livsgrundlaget for millioner af mennesker i de berørte lande.

Katastrofens omfang bevirkede selvsagt stor mediemæssig fokus på fænomenet tsunami – dannelse, udbredelse, bølgehøjde ved kyst, ødelæggende virkning etc. – og især blev opmærksomheden koncentreret omkring muligheden for at varsle ankomsten af en tsunami i så god tid at befolkningen kan evakueres fra udsatte områder. Undervejs i denne debat blev spørgsmålet om risikoen for danske kyster og dermed nødvendigheden af et dansk varslingsystem rejst.

Da Danmarks Meteorologiske Institut (DMI) har ansvaret for varsling af en række marine forhold i danske, færøske og grønlandske farvande følte vi et ansvar for at belyse disse forhold. Samtidig måtte vi også erkende at vi ikke alene besad den nødvendige ekspertise til at belyse emnet grundigt, hvorfor kolleger på følgende institutioner:

- Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelser (GEUS)
- København Universitet
 - Geografisk Institut
 - Geologisk Institut
 - Niels Bohr Institutet
- Kystdirektoratet

blev kontaktet med anmodning om assistance, og denne er blevet ydet med stor velvillighed og entusiasme.

Den nedsatte ekspertgruppe besluttede at den centrale opgave bestod i at besvare følgende fire spørgsmål:

1. Forekommer der naturfænomener i det nordatlantiske område, som potentielt kan udløse tsunami-lignende bølger og hvor forekommer de i så fald rent geografisk?
2. Hvordan vil en tsunami-lignende bølge med oprindelse i Nordatlanten udbrede sig; kan den nå Rigsfællesskabets kyster og med hvilken styrke vil den i så fald ankomme?
3. Hvilke potentielle konsekvenser kan tsunami-lignende bølger af forskellig styrke få for kystområderne i Rigsfællesskabet?
4. Hvad er de tekniske og videnskabelige muligheder for registrering og varsling af tsunami-lignende bølger i Nordatlanten?

Nærværende rapport afspejler resultatet af ekspertgruppens analyser og data bearbejdning, og repræsenterer dermed vores nuværende viden om risikoen for at rigsfællesskabets kyster kan blive ramt af en tsunami, samt hvor ødelæggende disse forventes at kunne blive.

2. Hvad er en tsunami

En tsunami tilhører klassen af såkaldte progressive (fremadskridende) lange bølger, der generelt er karakteriseret ved at have en lang bølgelængde i forhold til vanddybden og en lille bølgehøjde. Derved ligner tsunamierne i hovedtræk tidevandsbølgerne, men med den vigtige forskel at tsunamierne, i modsætning til tidevandsbølgerne, ikke påvirkes i væsentlig grad af corioliskraften, da deres periode er mellem 5 og 60 minutter. En tsunami kaldes dog ofte fejlagtigt for en ”tidal wave”.

2.1 Karakteristiske egenskaber ved tsunamier

Lange bølger har flere vigtige fysiske egenskaber, som er fælles for dem alle:

- Udbredeshastigheden c (m/s) eller den såkaldte fasehastighed er alene bestemt af vanddybden, H og tyngdeaccelerationen g og givet ved formlen $c = \sqrt{gH}$, hvilket for en dybde på 4000 m. giver en hastighed på 715 km/time; ved 40 m dybde (Nordsøen) er hastigheden reduceret til 71,5 km/time, og tæt på kysten ved 10 m er hastigheden 35 km/time.
- Den samlede energi i en flodbølge, E , udgøres i praksis alene af den potentielle energi og den kinetiske energi for bevægelse i hele vandsøjlen, som i gennemsnit er lige store, og begge de to energier er proportionale med kvadratet på bølgeamplituden som er den maksimale højde over det sædvanlige uforstyrrede havniveau. Det indebærer at den samlede bølgeenergi kun i ringe grad mindskes som følge af gnidningskræfter virkende på bølgen, så lange bølger kan bevæge sig over meget store afstande.
- Den gennemsnitlige mekaniske energistrøm forårsaget af lange bølger er givet ved produktet energien og bølgens fasehastighed ($E \times c$).
- Lange bølger udbreder sig som ringebølger hvis havbunden er helt flad og har konstant dybde. I praksis vil lange bølger følge den hurtigste rute, hvilket ikke nødvendigvis er den korteste vej, idet den hurtigste rute alene bestemmes af dybdeforholdene givet ved formlen ovenfor.
- Lange bølger bevarer i praksis deres bølgeform over store geografiske afstande, så længe vanddybden er både stor og konstant. Bølger med sådanne fysiske egenskaber er dispersionsfri. Det indebærer for et såkaldt bølgetog, dvs. en gruppe af forskellige bølger, at de enkelte bølger i bølgetoget bevæger sig på samme måde ude i de frie oceaniske vandmasser, så længe vanddybden ikke ændrer sig i nogen væsentlig grad. Dette betyder at bølgeenergien bevares samlet tæt på bølgefronten. I modsætning hertil er korte bølger dispersive, således at fronten efterhånden spredes mere og mere ud.
- Bølgelængden (L), som er afstanden fra bølgetop til bølgetop, mindskes når de lange bølger bevæger sig fra dybt vand ind på lavere vand, eksempelvis fra oceanet ind på shelfen (vanddybder typisk under 200 meter), medens den lange bølges svingningstid (T) forbliver uændret. Svingningstiden er defineret som den tid der går mellem passagen af to bølgetoppe. Ud fra ovennævnte kan det vises at forholdet c/L er konstant uafhængig af vanddybden for enhver lang bølge.
- En lang bølges amplitude øges når den bevæger sig fra dybt vand ind på lavt vand, og øgningen er omvendt proportional med den fjerde rod af vanddybden. Denne fysiske sammenhæng kan udledes ved at antage, at de lange bølgers gennemsnitlige mekaniske energistrøm ikke ændrer sig med vanddybden.

- Vandtrykket under de lange bølger målt ved havbunden er bestemt af vægten af vandsøjlen fra havbund til havoverflade. Dette er en karakteristisk egenskab ved de lange bølger. For korte bølgers vedkommende, eksempelvis de vinddrevne bølger, kan man ikke registrere vandtryksændringer ved havbunden. Denne vigtige forskel på de lange og de korte bølger bevirker, at man kan registrere de lange bølger på havet ved simpelthen at måle vandtryksændringerne nede ved havbunden. Det er da også en af de anvendte måleteknikker til registrering af tsunamier i dag.
- En tsunami opfører sig kun som en lang bølge ude på oceanet, ved kontinentalskrænten samt ude over shelfens dybeste dele på vanddybder omkring 200 m. Tæt på land ved lave vanddybder er tsunamien ikke en lang bølge. For det første er amplituden tæt på kysten ikke lille taget i forhold til vanddybden og for det andet så spiller gnidningskræfterne her en stor rolle. I det kystnære havmiljø er tsunamibølgerne dispersive (hvor bølgeformen netop ikke er bevaret), hvilket her indebærer, at de enkelte bølger i bølgetoget skaber et såkaldt bjerg af vand, der som en mur løber ind mod kysten. Udefra kommende bølger med lange bølgelængder indhenter så at sige de mere langsomme bølger med små bølgelængder tæt på land. Det indebærer, at amplituderne øges kraftigt, og man taler her om de såkaldte grundt vandseffekter, hvor det er den gennemsnitlige strøm af vandmasser bevares men ikke den gennemsnitlige strøm af potentiel og kinetisk energi.

En tsunami med katastrofepotentiale er normalt ikke en enkelt bølge, men et mindre bølgetog, der består af et mindre antal bølger gående fra typisk 4 bølger op til over 20 med bølgehøjder på op til 1 meter ude på åbne ocean. Den er dannet ved lodrette mindre forflytninger af havoverfladen på nogle få meter, men vel at mærke over et stort geografisk område. Det løftede vandvolumen, som fx forårsagede Sumatra tsunamien, angives således til at være et sted mellem 30 km^3 og 900 km^3 med et realistisk bud på omkring 250 km^3 . Denne store spredning i tallene giver en vis (stor) usikkerhed i prognoserne for en tsunami-katastrofe, fordi opløbshøjderne i praksis er bestemt af og proportional med det benyttede og løftede vandvolumen.

- Når en sådan tsunami nærmer sig kysten, vil vandet enten stige eller trække sig tilbage i de indledende faser afhængigt dannelsesprocessen. Siden øges vandstanden i begge tilfælde, de maksimale vandspejlsøgninger ligger typisk på 10-15 meter over sædvanligt havniveau. Denne mur af hvirvlende vand bevæger sig med en hastighed på 30 – 40 km/t ind over kysten, så derfor er det ikke ualmindeligt, at den tsunami forårsagede oversvømmelse når 30 meter op i terrænet, dvs. 30 meter over sædvanligt havniveau. 30 meter er derfor det relevante tal i katastrofemæssig henseender, men 30 meter skal også betragtes som den maksimale øvre grænse for vandødelæggelser.

Efter international konvention kan tsunamierne inddeles i 3 hovedkategorier:

- Lokale tsunamier
- Regionale tsunamier
- Tele-tsunamier

Lokale tsunamier er karakteriseret ved en ødelæggelse afstand på op mod 100 km. De kan dannes ved bjergskred, iskælving og store kastevinde og små lokale lavtryk. De er ikke mulige at varsle i måleteknisk forstand, for det tillader tiden ikke, men befolkninger som i bogstavelig forstand lever tæt på virkeligheden kan selv tage bestik af situationen.

Regionale tsunamier optræder i det atlantiske område næsten udelukkende i Caribien, og de er ikke sjældne her. Fra 1530 og frem til i dag er der observeret 56 af disse tsunamier, hvoraf 20 er observeret alene inden for de sidste 100 år. I modsætning hertil kendes kun til en enkelt regional tsunami observation ved Grand Banks i Nordamerika i 1929. En typisk ødelæggelsesafstand er for de regionale tsunamiers vedkommende op til 1000 km. Dermed udgør de hyppigt forekommende regionale tsunamier ingen trussel for Rigsfællesskabet.

Tele tsunamier er interessante i den konkrete sammenhæng. De bevæger sig langt udover 1000 km og er derfor transatlantiske. Vi kender til to eksempler på en tele tsunami. Det ældste eksempel, Storregga fra Norskehavet går 8200 år tilbage. Det andet eksempel på en tele tsunami forekom i 1755 i Lissabon. Det er netop en sådan tele tsunami, der må anses for at udgøre den største risiko for ødelæggelser og livstruende situationer i Rigsfællesskabets farvande og specielt på Færøerne.

2.2. Registrerede tsunamier

Statistiske undersøgelser viser, at tsunamier er relativt sjældne, og tillige at de er hyppigere i Stillehavet end Atlanterhavet. Historiske kilder er gode til vurdering af fænomener, som optræder med en vis hyppighed. For sjældnere fænomener bliver den geologiske lagsøjle det arkiv, som har mulighed for at rumme vidnesbyrd om tsunamier. Derfor vil det være relevant, på længere sigt, at opbygge en database over erkendte tsunamier, og kriterierne der kan bruges/ har været brugt til at diagnosticere dem.

Regional statistik indhentet fra Global Historical Tsunami Database (GTDB) er vist i Tabel 1. Den indeholder i alt 2151 mere eller mindre pålidelige registreringer i historisk tid. Registreringer i perioden 1901 – 2000 anses for at være ret pålidelige.

	Antal, hele perioden	Antal, 1901-2000
Stillehavet	1268 (47BC to 2004)	711
Middelhavet	540 (1628BC to 2003)	110
Atlanterhavet	263 (60BC to 2004)	91
Indiske Ocean	80 (416 to 2004)	33
Total	2151 (1628BC to 2004)	945

Tabel 1. Statistisk over forekomsten af tsunamier i Stillehavet, Middelhavet, Atlanterhavet og det Indiske ocean opdelt i samtlige registrerede data og observationer registreret i perioden 1901-2000. Data stammer fra Global Historical Tsunami Database

Den regionale fordeling af registrerede tsunami episoder er over hele den historiske periode:

- Stillehavet (59%)
- Middelhavet (25%)
- Atlanterhavet (12%)
- Indiske Ocean (4%)

Fordelingen i det 20. århundrede, hvor de mest pålidelige registreringer eksisterer viser:

- Stillehavet (75%)
- Middelhavet (12%)

- Atlanterhavet (10%),
- Indiske Ocean (3%).

Hvis vi udelukkende betragter de såkaldte tele-tsunami (tsunamier der kan vandre over store afstande > 1000 km), så er denne fordeling: Stillehavet (10), Middelhavet (0), Atlanterhavet (1), Indiske Ocean (2) for hele den historiske periode.

Risikoen for en ødelæggende tsunami i Nordatlanten kan derfor synes ringe, men der findes dog eksempler på at der kan forekomme ødelæggende tsunamier i det nordatlantiske område, således var jordskælvet ud for Lissabon ledsaget af en stor tsunami i 1755.

3. Årsager til tsunamier, som kan ramme kyster i Danmark, Færøerne og Grønland

I det følgende behandles de processer, som potentielt kan udløse tsunami-lignende bølger i Nordatlanten, den formodede hyppighed af sådanne hændelser, samt de sandsynlige, geografiske oprindelsespunkter.

3.1 Udløsende processer

Tsunamier kan udløses af bevægelser langs forkastninger (jordskælv), submarine skred eller vulkanudbrud. Asteroider eller kometer, som rammer et ocean, vil tilsvarende kunne udløse bølger af samme type som tsunamier, den vigtigste af disse mekanismer er dog jordskælv.

Risikoen for at udløse en tsunami stiger med et jordskælvs styrke men afhænger også af dets dybde. Jordskælv skal være så nær havbunden, at der er en vertikal forskydning af denne (Lay & Wallace, 1995).

Tsunamier initieret af skred sker langs stejle, undersøiske skråninger. De farligste skred sker på dybt vand og involverer store volumener af sediment. De farligste vulkanudbrud er formodentlig dem, hvor vulkanen eksploderer (eksempelvis Krakatau 1883).

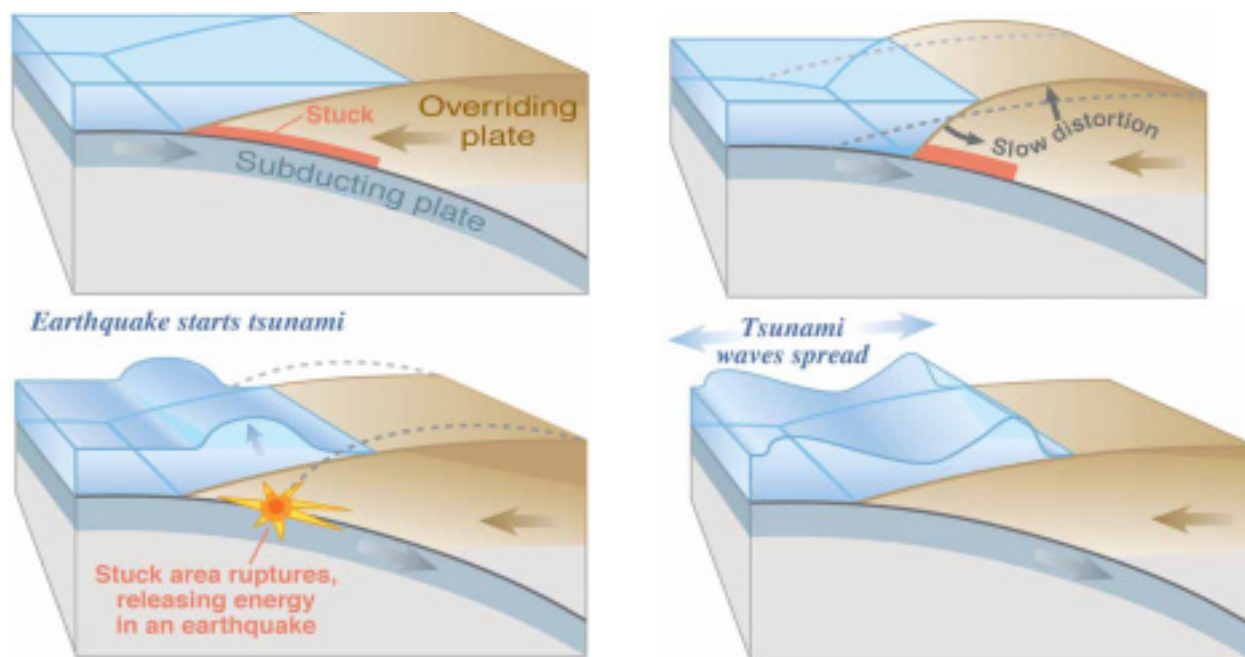


Fig. 1. Princippet for dannelsen af en tsunami ved jordskælv (U.S. Geological Survey: "Surviving a Tsunami-Lessons from Chile, Hawaii, and Japan" <http://pubs.usgs.gov/circ/c1187/>)

Erfaringen fra global seismologi er, at tsunamier forårsages af de største jordskælv, hvor en lithosfæreplade tvinges ned under en anden, som ved pladegrænserne omkring Stillehavet, ved Indonesien og i Middelhavet.

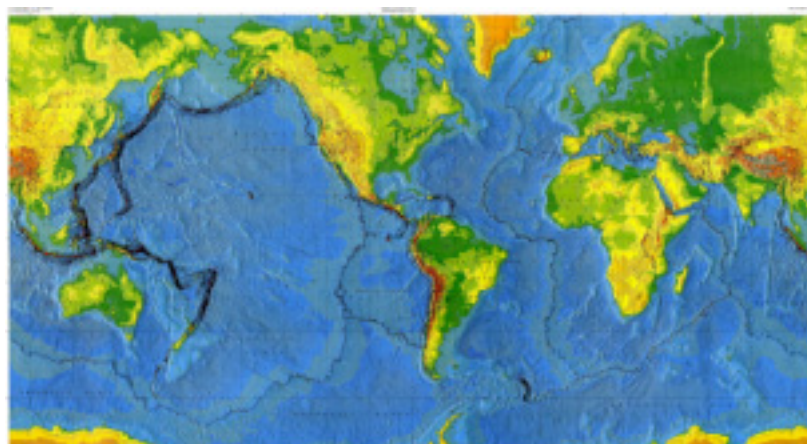


Fig. 2 Kort med angivelse af dybde- og højde konturer. De sorte prikker viser jordskælv i en 15-års periode, sådan at de sorte områder med mange jordskælv viser grænserne mellem jordens lithosfæreplader. Ved Stillehavets rande bevæger pladerne sig imod hinanden hvilket øger risikoen for jordskælv og dermed tsunamier. Det samme er tilfældet ved Indonesien, Sydgrækenland og Syditalien, Sydspanien og i Caribien

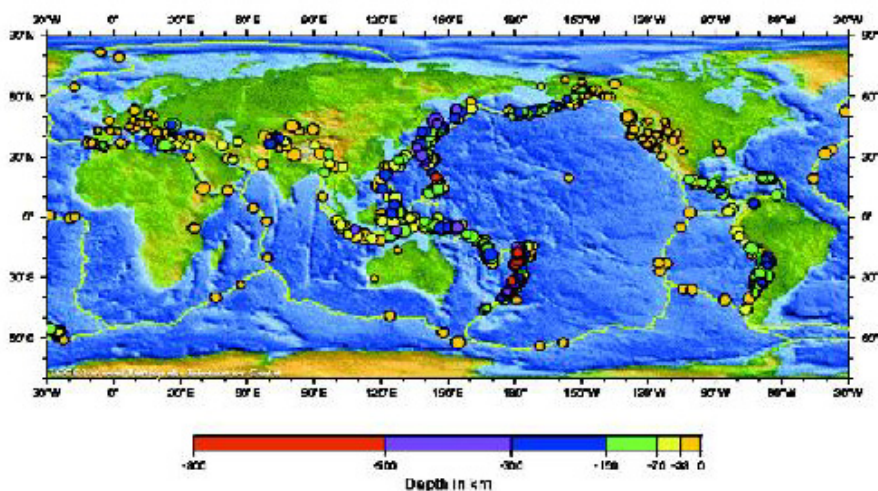


Fig. 3 Kort over en måneds registrerede jordskælv. Farvekoden angiver deres dybde

3.2 Geologisk ramme, Atlanterhavet

Pladetektonisk karakteriseres Atlanterhavet af en spredningsryg, hvor der dannes ny oceanbund, samt passive kontinentalrande langs dets vestlige og østlige kyster. Den centrale og sydlige del af Atlanterhavet har været karakteriseret af oceanbundsspredning siden Jura perioden (ca. 200 millioner år), hvorimod dannelse af oceanbund i Nordatlanten begyndte senere, for ca. 60 millioner år siden.

De store morfologiske elementer i Atlanterhavet er:

1. Den Midtatlantiske Ryg (med Island) med vulkansk aktivitet
2. Vulkanøer (Kap Verde Øerne Azorerne, Island etc)
3. Oceanbund gennemsat af transverse forkastninger, specielt en uregelmæssig jordskælvszone mellem Gibraltar og Azorerne.
4. Shelfområder (kontinental sokkel) af varierende bredde og afgrænset af kontinentalskrænten.
5. I Caribien er der en subduktionszone med mindre jordskælv end dem der opleves i Stillehavet.

Den Midtatlantiske Ryg

Den Midtatlantiske Ryg er en undersøisk bjergkæde dannet ved intens vulkansk aktivitet, og domineret af magma af basaltisk sammensætning, som danner pudelava. Den vulkanske aktivitet kan studeres på Island, og herfra kendes udbrud fra spalter hvor relativt letflydende lava med høj temperatur slynges op som fontæner, og efterfølgende danner lavabænke med stor lateral udbredelse. Denne type af vulkansk aktivitet anses ikke for at repræsentere en risiko for udløsning af tsunamier, heller ikke når udbrudsstederne er undersøiske. Det ”rolige” forløb af vulkanudbrud langs Den Midtatlantiske Ryg illustreres godt af udbruddene på Surtsey og Heimey, hvor der uden større jordskælv åbnedes en sprække, hvorfra aske og lava trængte frem.

I forbindelse med den vulkanske aktivitet langs Den Midtatlantiske Ryg sker der en række mindre jordskælv (Gubbins, 1990), hvoraf ingen har udløst tsunami-lignende bølger. Jordskælv er ligeledes hyppige på Island, hvilket der tages højde for i kravene til byggeri. De forårsager ikke tsunamier.

Oceanbund og transverse forkastninger

En væsentlig kilde til tsunamier er jordskælv. Disse er blevet studeret instrumentelt i seismologi i godt 100 år og har gennem denne periode givet et klart billede af typerne og fordelingen af de seismiske zoner. Sandsynligheden for et tsunami-genererende jordskælv i Nordatlanten synes ringe set ud fra fordelingen og typerne af de seismiske zoner. Også de øvrige tsunami-genererende kilder er sparsomt forekommende. En vurdering af risikoen på dette grundlag vil derfor vise at sandsynligheden er beskeden. Man kan kun indenfor de sidste hundrede år opregne en enkelt tsunami af betydning i Nordatlanten, Burinhalvøen, Newfoundland november 1929.

Den eneste helt overbevisende jordskælvsskabte tsunami i Atlanterhavet er den, der ramte Lissabon i 1755, se 7.2. Jordskælvet må være sket på en eller flere forkastninger ved kontinentalranden sydvest for Portugal/Spanien i forbindelse med pladegrænsen mellem den afrikanske og den eurasiske plade. Denne pladegrænse må tydes som en uregelmæssig transform (sideværts) forkastning med segmenter med sammenstød og andre segmenter med spredning. I området angives en kompression mellem de tektoniske plader på 4 mm/år, hvor andre dele af pladegrænsen er spredningszone (Zitellini et al. 2001). Jordskælvet skønnes at have haft en størrelse på 8,75 på Richterskalaen (M), hvilket er meget større end noget jordskælv i Atlanterhavet registreret i moderne tid med seismografer (Bryant 2001, Zitellini et al.2001, Baptista 2003).

Der er angivet en gentagelsestid for et skælv i størrelsen $M = 8,5-9$ fra 300 år til 1500 år (Ribeiro 1994).

Intraplate-jordskælv

For en vurdering af jordskælvsaktiviteten i et givet område bør man have et tidsperspektiv der strækker sig udover de sidste 100 år. Betragtes tidsrummet 100-500 år må man konstatere, at store jordskælv er mulige og forekommer i områder uden for de kendte seismiske zoner. Der kan nævnes jordskælv af styrken $M=7-8$ i Nordamerika som Charleston, South Carolina, i 1886, og New Madrid, Missouri, samt en serie skælv i 1811-12, som gav store ødelæggelser og føltes i hele det østlige USA (Johnson, 1996). De skønnes at have haft en størrelse som de største instrumentelt observerede. De hører til gruppen intraplate jordskælv og ud fra nuværende begrænsede statistik og viden kan det ikke siges, hvor og hvor ofte sådanne vil forekomme. I Nordskandinavien er der forekommet store jordskælv ($M=8$) umiddelbart efter istiden. Over tidsrum af 10.000 år kan det tænkes, at intraplate jordskælv kan forekomme i vor del af verden.

Skred fra vulkankegler

Vulkankegler, der hviler på ukonsoliderede, vandmættede sedimenter, eller har stejle sider eller er opbygget af løst materiale, er potentielt ustabile. Undersøgelser af havbunden ved vulkanøer har vist at nedskridning af vulkanflanker er et udbredt fænomen (P.M. Holm, personlig kommunikation 2004). I Atlanten er der talrige ustabile vulkanflanker, der enten spontant eller som følge af vulkanudbrud eller jordskælv delvist kan skride i havet. Der er risiko for skred fra følgende vulkaner: Sneifellsjökull på Island, Fogo på Kap Verde øerne (Day et al. 1999), Cumbre Vieja på La Palma, Kanariske Øer, og Teide på Tenerife (Ablay & Marti 2000). Andre eksempler omtales kort af Parara-Carayannis (2004). Der er stor diskussion om sandsynligheden for et tsunami genererende skred fra en vulkanside ud i Atlanterhavet.

Skred fra kontinentalsoklen

Der er gennemført en række forskningsprojekter med det formål at undersøge de geologiske og geodynamiske forhold langs den vestlige kontinentalskråning, bl.a. STRATAGEM programmet under EUs 5'te rammeprogram, samt programmer der er helt eller delvist finansieret af olieindustrien, som GEM/FOIB eller GeoHazards projekterne. Resultaterne fra disse forskningsprogrammer er blevet anvendt som grundlag for en beskrivelse af skred og årsagerne hertil (Evans et al., in press.) langs randen af kontinentalsoklen.

Undersøgelserne viser, at der er sket et stort antal skred i området fra Lofoten ved Norge i nord til Porcupine Bassinet ved Irland i syd (Fig. 4).

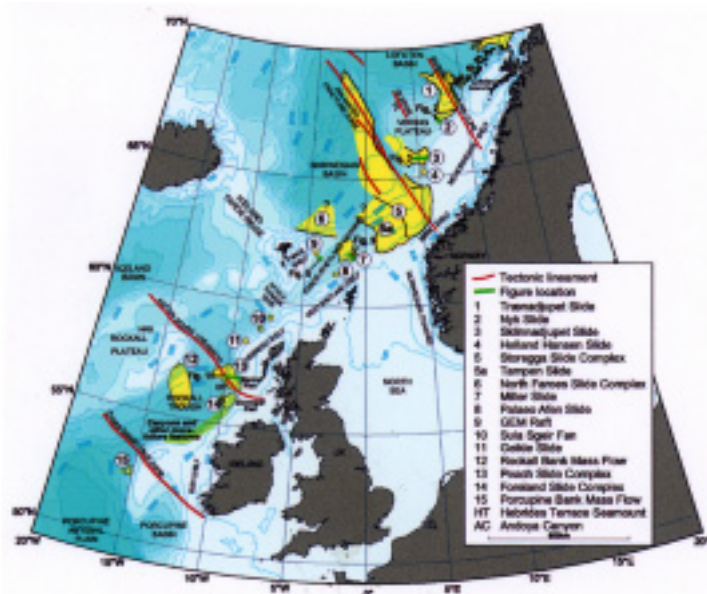


Fig. 4. Lokalteter for undersøiske skred på den Nordøst Atlantiske kontinental skråning

Der er i forbindelse med ovennævnte undersøgelser lokaliseret i alt 17 områder, hvori der er fundet skred, langs ydergrænserne af soklen. I de nordligste og sydligste dele af området er der en række dybe undersøiske stejle dale (Canyons) Der er lokaliseret skred langs siderne og i bunden af disse undersøiske stejle dale. De to områder mod nord og syd er karakteriseret ved en relativ lav sedimenttilførsel i forbindelse med istiderne som fundt sted op igennem Pleistocæn perioden. I det mellemste område, har der derimod været stor tilførsel af sedimenter i forbindelse med istiderne i Pleistocæn. De store sedimenttilførsler som har fundet sted i løbet af istiderne, har været medvirkende til dannelsen af skred langs kontinental skråningen, der er opstået på grund af ustabilitet i de store sedimentmasser. Centralt i området ligger Storegga Skred Komplekset, som med sikkerhed har givet anledning til én Tsunami i Holocæn perioden, for ca. 8200 år siden, som beskrevet i afsnit 7.1.

Hvor er der skred?

De undersøiske skred er næsten alle lokaliseret på kontinentalsoklens skråning. Herfra breder de sig ud på den dybe havbund, hvor vanddybderne ofte er på flere tusinde meter, som for eksempel Norske havet Nord for Færøerne eller Rockall Truget ud for England og Irland. Ofte har skredene, som beskrevet i det foregående, fundet sted i områder hvor der i forbindelse med istiderne har fundet en stor sedimentation af sand grus og ler sted. Der er dog også påvist eksempler på, at der har fundet skred sted i området som er udløst ved forkastningsaktiviteter, eksempelvis som det er tilfældet ved skredkomplekset nord for Færøerne, eller langs kanten af Rockall plateauet. Dette kan ligeledes gøre sig gældende for de skred som opstår i forbindelse de stejle undersøiske dale der er beskrevet tidligere længst mod nord og syd i området.

Alderen på skreddene

Der er kun få af de her beskrevne skred som er daterede, de fleste er aldersbestemt ud fra stratigrafien dvs. den geologiske alder. De ældste skred er fra Pliocæn, hvilket vil sige nogle

millioner år gamle, mens de yngste er omkring 7000 år gamle. Hovedparten af skredene er sket inden for den sidste ca. ½ million år.

Skreddenes dynamik

Som beskrevet i det foregående er mange af skredene lokaliseret langs dynamisk aktive zoner – lineamenter og fraktur-zoner. Jordskælv kan være en udløsende mekanisme for skredene. Skredene starter på selve kontinentalskråningen, formodentlig på steder hvor der i forvejen er en svaghedszone. Sedimenterne som sættes i bevægelse, kan eksempelvis transporteres på et ”glideplan” af løst aflejrede lag med højt poretryk/vandindhold i en lagserie som oprindeligt er aflejrede på dybt vand (Laberg et al. 2002). I andre tilfælde kan der være sket ændringer i kontinentalskråningens hældning, f.eks. ved forkastningsaktiviteter, som dermed gør lagene ustabile og skred initieres (Van Weering et al. 1998). Endelig kan der optræde vulkansk aktiviteter, specielt i områderne omkring Rockall – Hatton Plateauet, hvor der er en del undersøiske bjerge lokaliseret.

Fjeldskred

Skred er almindelige i bjergegne, og de kan inddeles i en række typer. Skreddene kan udløses af forskellige faktorer heriblandt jordskælv. Keefer (1999) har sammenholdt størrelsen af jordskælv og de skred, de udløste. Da størstedelen af disse skred sker på land indebærer de ingen risiko for at udløse tsunamier. Sådanne udløses først, hvis skreddet sker ved en kyst og hvis skreddet er af en type, hvor store volumener transporteres hurtigt ud i havet. Eksempler på fjeldskred er beskrevet i afsnit 7.3 og 7.4.

3.3 Nedslag af asteroider

Jorden bombarderes dagligt af småskala himmellegemer. De mindste ses som stjernesud på nattehimlen og intet når jordoverfladen. Noget større legemer i størrelsen 1 kg – 1 tons har en chance for at overleve opbremsningen i atmosfæren og nå jordoverfladen. Her kan de findes, opsamles og arkiveres på museer under betegnelsen meteoritter. Hvorvidt de overlever og påvirker jordoverfladen er et spørgsmål om meteoridens hastighed og dens størrelse. En mindre meteoride med stor hastighed vil opvarmes, smelte og fordampe på sin vej ned gennem atmosfæren og der efterlades blot støv i luften. Større legemer vil overleve og ramme jordoverfladen med hastigheder på ca. 10 km/s. Et sådant nedslag vil give sig udslag i en eksplosion, som giver et krater hvis nedslaget sker på land og en tsunami hvis nedslaget rammer havet. Størrelsen og hastigheden af legemet bestemmer størrelsen af eksplosionen. Et nedslag af endog meget stor størrelse forårsaget af en småplanet (asteroide) er mulig og vil forårsage en næsten altødelæggende katastrofe, hvad enten det sker på land eller i havet. Tiden mellem sådanne begivenheder er dog i størrelsen millioner af år.

Af kendte nedslag kan nævnes:

- Grønlandsmeteoriden december 1997 blev observeret som et lysglimt i polarnatten over hele Sydgrønland. Den var ledsaget af et eksplosionsbrag, som blev hørt i Fiskerøset på sydvestkysten af Grønland (Pedersen 2001). Legemet har vejlet ca. 36 tons (Pedersen, 2001), har haft stor hastighed (29 km/s) og intet sammenhængende materiale har nået jordoverfladen. Eksplosionen har haft en størrelse af måske 1 kt TNT (1 kilotons trotyl).

Sådanne begivenheder har en hyppighed af flere per år, men fordelt over jordoverfladen og øde steder vil observationerne være sparsomme.

- Tunguska begivenheden i Sibirien juni 1908 er regnet for en atmosfærisk eksplosion af størrelsen ca. 10 Mt (Megatons TNT) i ca. 5 km's højde. Der er trods ihærdig indsats ikke fundet sammenhængende materiale på jorden. Ødelæggelserne manifesterede sig i form af fældet skov ud i en stor afstand fra nedslagsstedet. Tunguska formodes at være forårsaget af et himmellegeme på 100m's størrelse, men materialet har været løst sammenhængende, som f. eks en kometkerne. Begivenheden fandt sted over et øde og ubeboet landområde og blev først undersøgt på stedet langt senere. Begivenheder af Tunguskatypen formodes at finde sted med 100-300 års mellemrum.

Himmellegemer af størrelsen 100-500 m kan generere tsunamier ved nedfald i oceanerne. De vil være uvarslede, idet man ikke har kortlagt populationen af sådanne legemer i solsystemet. Man kender til spor efter tsunamier fra sådanne mulige begivenheder fra det sydlige Stillehav (Bryant 2001). For legemer større end 1 km forventer man at have kortlagt deres tilstedeværelse og bane i solsystemet indenfor en tiårs periode (Bryant 2001). Fremtidige katastrofale kollisioner vil kunne forudsiges med stor præcision. Et eksempel på en nær kollision er beregningerne på det nyligt opdagede legeme 2004 MN, parametrene er: størrelse 320 m, kollisionshastighed 13 km/s og eksplosionsstyrke 850 Mtons TNT, tidspunkt 13 april 2029 med en tættest passage af jordens centrum på ca. 30.000 km (NASA, JPL).

Kollisioner med legemer med radius større end 500 m angives at finde sted med mellemrum af 40 000 år (Bryant 2001).

3.4 Forhold på Grønland, som kan udløse tsunamier

Fjeldskred som det der skete på Nuussuaq i 2000 (se kap. 7.4) er ikke karakteristisk for størstedelen af Grønlands kyststrækning, idet de geologiske forhold i grundfjeldsområderne er anderledes. I Angmagssalik-området sker der små jordskælv som muligvis er forbundet med fjeldskred.

3.5 Forhold på Færøerne, som kan udløse tsunamier

De forhold som er beskrevet under afsnittet ” Skred fra kontinentalsoklen” er af endnu større betydning for Færøerne end for Danmark. Herudover opstår der lokalt på Færøerne fjeldskred som kan have en tsunami lignende effekt på de bysamfund som ligger i nærheden. I Kap.7 er refereret en meget detaljeret beskrivelse af et sådan skred, der har fundet sted på Kalsø over for Gjógv og konsekvenserne heraf. Som det fremgår af beretningen er det et fænomen som ikke er usædvanligt, men tsunami lignende bølger er ikke så almindelige.

Der er ikke registreret jordskælv på Færøerne

3.6 Forhold i Danmark, som kan udløse tsunamier

Jordskælv

I Danmark sker jordskælv i:

- en zone fra Nordvestjylland ud i Skagerrak,

- en spredt zone i nærheden af Den Fennoskandiske Randzone imellem Læsø og Hallandsåsen og lidt spredt i Øresund og på Østsjælland, samt
- i Nordsøen i Vikinggraven og en smule i Centralgraven (se Fig. 5).

Så langt tilbage der er beretninger, ca. 1000 år, og strukturgeologisk evidens, omkring 10.000 år har ingen jordskælv været større end ca. 5 på Richterskalaen. Ikke så langt fra Danmark, i Göteborg-området var man i 1904 oppe på 5 ½ til 6. Det må nok bedømmes, at danske jordskælv nok kan lave bølgeskulp, men ikke en farlig tsunami (Gregersen et al.1998) (www.geus.dk under jordskælv og seismologi).



Fig. 5. Jordskælv i området omkring Danmark

Skred

Risikoen for skred fra stejle kridtklinter, eksempelvis Møns Klint, er reel og har for nylig været undersøgt i et projekt, som også studerede skred langs kridtklinter i Sydengland og Nordfrankrig (Pedersen et al. 2004). Skred sker hyppigt, men der er ringe fare for, at de udløser tsunamier, idet vanddybden langs disse kyster er begrænset og tidevandet stedvis stort. Ved skreddet fra St. Stejlbjerg i 2003 udvikledes en bølge (beskrevet som 1 m høj) i en afstand af 1 km fra skreddet. Denne bølge blev observeret af ornitologer, som hørte skreddet, og som efterfølgende måtte redde deres foto-udstyr fra bølgen, som skyllede højt op på stranden.

Meteorologisk dannede bølger

Tsunamier dannet af meteorologiske processer skyldes primært lokale lavtryk eller gust fronter i forbindelse med tordenvejr, der bevæger sig i samme retning og med nogenlunde den samme hastighed som f.eks. en dønning på vej mod kysten. De kan forstærke denne betydeligt således at den ved sin ankomst på kysten kan opnå en betydelig højde. Det er først i den senere tid der er blevet målt på en sådan måde at disse bølger er blevet præcist registreret. Det skønnes at de største af dem kan blive op mod et par meter høje.

3.7 Frekvensen af tsunamier i Nordatlanten

Den største risiko for tsunamier i Nordatlanten menes at stamme fra skred af vulkankegler (Kap Verde Øerne, Kanariske Øer med flere) eller bevægelser langs forkastningen ved Den Iberiske

Halvø. Stor, men uforudsigelig risiko knytter sig til intraplate jordskælv eller nedfald af store asteroider.

Skred langs kontinentalskrænten var særligt hyppige i forbindelse med de ændringer i klima og havniveau, som kendetegnede perioden efter Weichsel-glaciationen (Storegga Skredet med flere). Undersøgelser langs kontinentalskrænten viser dog, at der til stadighed sker skred. Skred fra vulkaner vides også at forekomme, formentlig sjældnere, men nok stadig noget der sker med en 1000-10.000 års frekvens. Fjeldskred, som det der skete på Nuussuaq, Vestgrønland i 2000 (se Kap. 7.4) forekommer i det område med en frekvens på 50-500 år (Pedersen et al. 2002), men effekten af sådanne skred vil kun være tydeligt i et begrænset område og kan ikke udgøre en regional risiko.

Tsunamier udløst af jordskælv optræder med lav frekvens i Nordatlanten. Det bedste skøn om gentagelsesfrekvens for et jordskælv som Lissabon-jordskælvet er på 300-1500 år.

Nedslag af asteroider og mindre himmellegemer er sjældne fænomener. De geologisk kendte eksempler har adskillige millioner års mellemrum. Nedslag af meteoriter er væsentligt hyppigere. Dette ses af, at mange geologiske museer rummer samlinger af meteoriter. Meteoriter er næppe "farlige", så en given risiko må knytte sig til himmellegemer, som størrelsesmæssigt og frekvensmæssigt ligger mellem meteoriter og asteroider. Det er omtalt ovenfor, at mindre, ikke-varslede nedslag, som kan forvolde målelige skader, kan forventes med en 500-1000 års frekvens.

3.8 Opsummering og konklusion

Man kan sige at der ikke foreligger nogen kendt og umiddelbar risiko for en større tsunami katastrofe af et omfang som lejlighedsvis forekommer i Stillehavsområdet og Indonesien. Ingen af de her diskutererede mulige kilder kan siges at udgøre en øjeblikkelig risiko for det nationale danske område, Danmark, Færøerne og Grønland.

På den anden side må man pege på at muligheden for at genere større tsunamier i Nordatlanten er til stede, hvis man tager hensyn til meget lidt sandsynlige katastrofale begivenheder, seismiske, vulkanske og andre. Over meget lange tidsrum som 1000 år eller mere må man sige at sådanne katastrofer kan og sandsynligvis vil forekomme i det nordatlantiske område. Der kan ikke sættes eksakte tal på risikoen med den nuværende begrænsede viden om forekomsten af de sjældne katastrofale begivenheder. Forekomsten af Lissabon katastrofen er en væsentlig observation i denne sammenhæng.

4. Tsunamiudbredelse

En vurdering af risikoen for at en tsunami kan ramme Danmarks, Færøernes eller Grønlands kyster kræver en nærmere analyse af udbredelse og muligt energitab undervejs.

4.1 Udbredelsestider

Som beskrevet i Kap.2 kan vi betragte en tsunami fra dens dannelse og indtil den kommer tæt på kysten som en lang bølge, hvor hastigheden beregnes som kvadratroden af tyngdeaccelerationen ganget med havdybden.

Når vi kender havdybden kan vi altså beregne hastigheden af en tsunami og dermed, hvor lang tid en tsunami er om at komme fra et sted til et andet. Denne metode kan bruges og præsenteres på to måder. Man kan enten anvende metoden til at udregne en tsunamis udbredelsestid fra et oprindelsesområde. Dette er nyttigt, hvis man ved hvor tsunamien er dannet. En anden og mere anvendelig måde er til "tilbageberegninger", hvor man udregner udbredelsestider for varslingssteder. Man får så et kort, der viser hvor lang tid en tsunami med et vilkårligt oprindelsesområde vil være om at nå et givet varslingssted. Fig. 6 viser et kort over udbredelsestider beregnet på baggrund af et globalt topografisk dataset kaldet ETOPO2. Kortene viser udbredelsestider (eller varslingstider om man vil) for tre steder i Rigsfællesskabet; Kap Farvel, Thorshavn og Hastholm. På kortene er det givne varslingssted vist med et gult kryds, og udbredelsestiden vist med gule linier med 1 time imellem. Havdybden er vist med blå.

På kortene ses, hvordan forskelle i dybdeforhold påvirker udbredelsestiden f.eks. at Den Midtatlantiske Ryg giver en forsinkelse af bølgen i forhold til de dybere områder øst og vest herfor. Det ses også tydeligt, hvordan en tsunami bremses op, når den rammer shelfen, og at den er meget langsommere i Nordsøen end ude i Atlanterhavet.

4.3 Bølgehøjder

For at få en ide om hvor kraftig en tsunami der kan forventes i det nordatlantiske område, benyttes en numerisk model til at beregne et antal scenarier. Hvis en tsunami skal modelleres i alle detaljer, kan man inddele forløbet i tre faser. Første fase er dannelsen af en tsunami. Dette indebærer den udløsende faktor (jordskælv, skred m.m.), og hvordan dette påvirker havet. Det inkluderer desuden processer, som endnu ikke er fuldt ud kendte. Det man i stedet kan gøre, er at benytte nogle overordnede fysisk funderede betragtninger, hvilket er gjort i de her beskrevne simuleringer. Næste fase er udbredelsen over åbent hav, som foregår som en progressiv lang bølge, som beskrevet tidligere. Dette kan gøres med samme type modeller som benyttes til at simulere andre lange bølger, som tidevand og stormfloder. Sidste fase er hvor tsunamien løber ind på meget lavt vand og helt op land, se Kap.5.

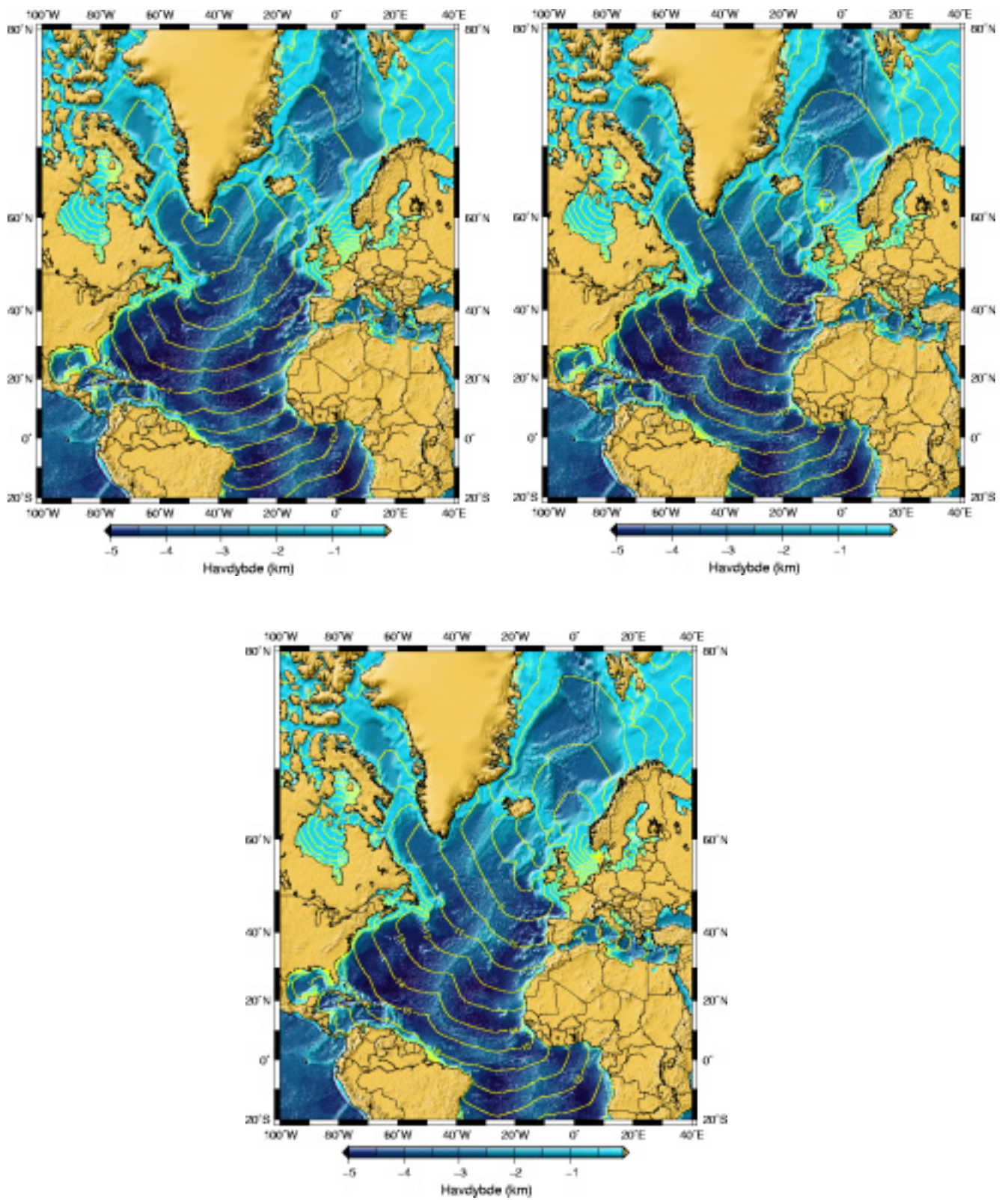


Fig. 6 Udbredelsestider for Kap Farvel, Færøerne og Hanstholm

I de her gennemførte simuleringer er anvendt en 2D-model (MOG2D), som anvendes i en semi-operationel opsætning på DMI til forudsigelse af tidevand og stormfloder. I forbindelse med tsunami simuleringerne er der helt set bort fra tidevand og vindpåvirkning således at beregningerne udelukkende viser hvordan en tsunami udbredes. Modellen startes således med et stillestående hav, med en forstyrrelse i havoverfladen på et givet sted. Forstyrrelsen er her lavet som en hævet havoverflade i et mindre område, og skal ses som et mål for, hvordan havoverfladen ser ud nogle få minutter efter et jordskælv eller lignende.

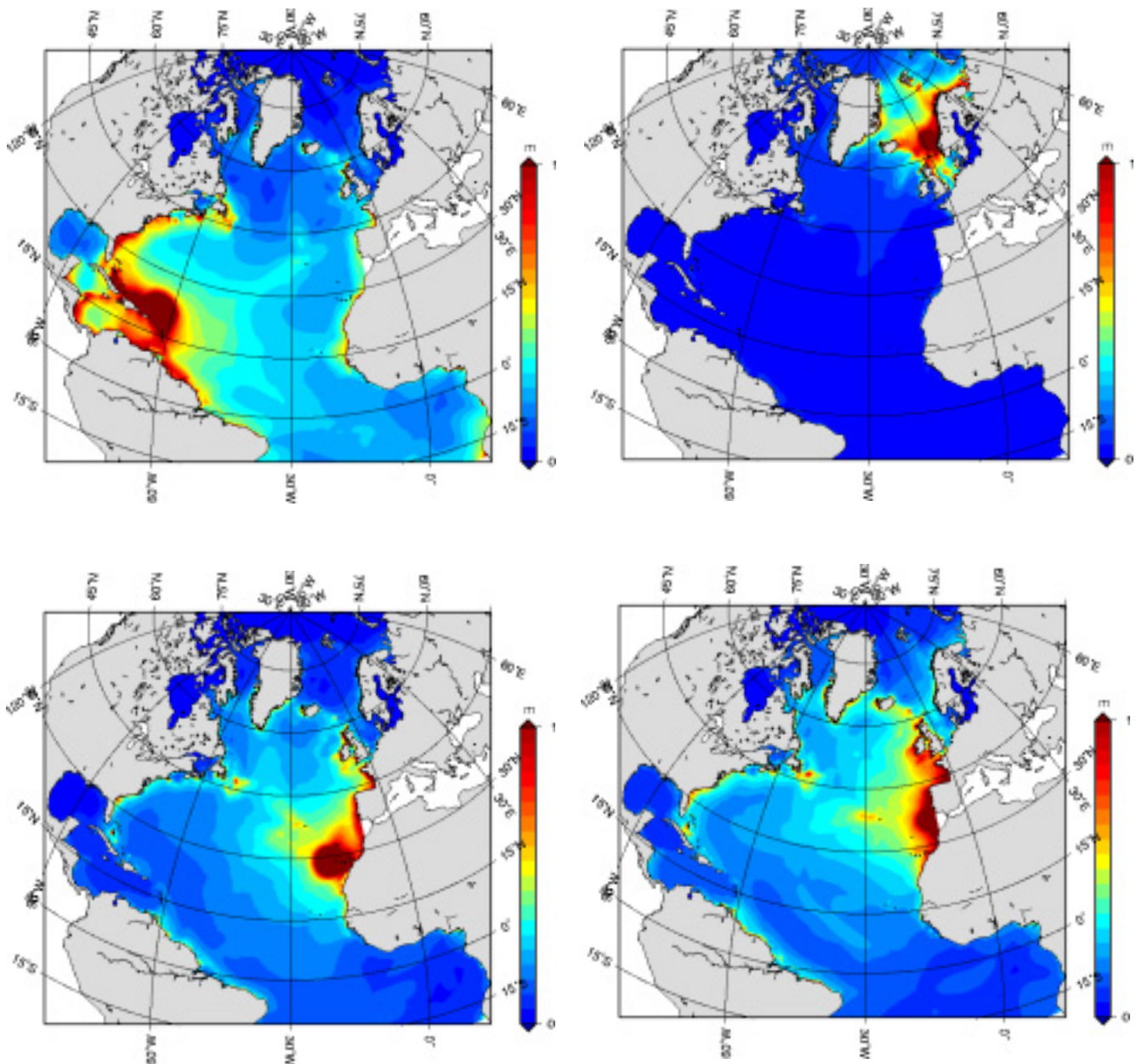


Fig. 7. Maksimale amplitude for en tsunami genereret ved subduktionszonen ved Puerto Rico (øverst til venstre), ved kontinentalskråningen udfor Norges vestkyst (Storegga området) (øverst til højre), La Palma/Kanariske øer (nederst til venstre), og ud for Lissabon (nederst til højre).

Der er lavet fire simuleringer for Nordatlanten, hvor en tsunami tænkes generet henholdsvis af et jordskælv i subduktionszonen ud for Puerto Rico, et jordskred ved kontinentalskråningen ud for Norges vestkyst tilsvarende Storegga-2, et jordskælv ud for Lissabon, samt hvis La Palma kollapser.

Fig. 7 viser den maksimale amplitude i løbet af en simulering for hver af de fire scenarier. Den maksimale amplitude skal ses som et relativt mål for tsunamien størrelse, således at hvis en simulering startes med en større forstyrrelse af havoverfladen, bliver den maksimale amplitude tilsvarende større. Generelt for Rigsfællesskabet viser resultaterne, at Færøerne har den største risiko for at rammes af en tsunami. På Grønland er der stor forskel på Øst- og Vestgrønland afhængig af hvorfra tsunamien kommer, men der kan også være store lokale forskelle, idet en bugt kan virke som forstærker. Danmark ligger så godt som i læ bag Storbritannien. Desuden vil en tsunami blive mindsket i Nordsøen, som følge af friktion mod bunden. Størst risiko for Danmark vil være for Nordvestjylland hvor en tsunami, der kommer ind fra Atlanterhavet, kan bruge Norskerenden som en slags bølgerende.

For en tsunami der udløses i Caribien, ses en stor amplitude i Caribien og for en del af Sydamerikas kyst, samt op langs kysten af Nordamerika. Kun en mindre del krydser hele Atlanterhavet og rammer Europas kyster, og i dette tilfælde vil det være Biskay Bugten, Irland og Skotland, som bliver hårdest ramt. Det skal bemærkes at den Midtatlantiske Ryg forsinker tsunamien og drejer den østover mod højre. Grønland går stort set fri, Færøerne mærker kun lidt til tsunamien, mens Danmark stort set intet mærker.

For Lissabon og La Palma tsunamierne ses stort set det samme. Hårdest ramt bliver Biskay Bugten, og Storbritanniens kyster, men også Færøerne og nogle lokaliteter på Grønland vil mærke disse to tsunamier. Danmark vil ikke mærke meget.

For en tsunami genereret ved et skred på kontinentalskråningen ved Norges Vestkyst er billedet anderledes. Færøerne ligger meget udsat, og Grønlands østkyst bliver også hårdt ramt, især nord for Danmarksstrædet. I dette tilfælde vil også Nordsøen blive betydelig ramt. Hårdest vil det gå ud over England og Holland.

5. Effekt på danske kyster

Hvis en tsunami rammer de danske kyster vil skadevirkningen være afhængig af en række faktorer. I det følgende gennemføres tre eksempelberegninger, som illustrerer skadernes omfang.

5.1 Valg af beregningsscenarier

Der er udvalgt en tsunami situation, som anses for mulig omend overordentlig sjældent forekommende. Beregningen af virkningen på kysterne er eksemplificeret ved beregning for den centrale del af Vestkysten, for Vadehavet samt for de indre farvande repræsenteret ved Nordfyns kyst.

Den situation, som er valgt som beregningseksempel, er en tsunami, som antages at opstå i Atlanterhavet på 4000 m vanddybde med en bølgeamplitude på 0.5 m og en bølgeperiode på 15 minutter. Denne bølge vil udbrede sig gennem Nordsøen til de danske kyster.

Der er regnet på tre eksempler på tsunamienes virkning på de danske kyster:

- en lokalitet på den jyske vestkyst, hvor klitterne beskytter et lavt areal mod oversvømmelse
- en lokalitet på Nordfyns kyst, som repræsenterer de indre farvande.
- Ribediget, som repræsenterer Vadehavsområdet.

Der er regnet med en udgangssituation, hvor vandstandene i Nordsøen og i Kattegat er normale. Dette skyldes, at sandsynligheden for en væsentligt forhøjet vandstand (stormflod) i disse farvande ikke er særligt stor, og at sammenfald af forekomsten af en tsunami og stormflod vil være forsvindende lille.

I Vadehavet er regnet med, at tsunamien forekommer i forbindelse med det normale højvande.

5.2 Beregningsmetoder

For beregning af tsunamienes vandring mod land anvendes teorien for lange bølger, hvilket indebærer at hele vandsøjlen fra havbund til vandoverflade deltager i bølgebevægelsen. Dette er grunden til tsunamienes store ødelæggende kraft.

Bølgens bevægelse fra det åbne, dybe ocean og ind tæt på kysten (dybde 2-3 m) beregnes på to forskellige måder under følgende antagelser:

- Energifluxen antages konstant hele vejen ind til kysten indtil bølgen begynder at bryde. Antagelsen om konstant energiflux indebærer, at man ser bort fra refleksion af energi, når bølgen vandrer fra dybere til lavere vand. Dette anses for acceptabelt, da den reflekterede energi kun er en lille del af bølgens samlede energi.
- Energifluxen antages konstant ind til en dybde på 10 m, herefter antages volumen bevarelse ind til kysten.

Se Appendix 1

Der findes så vidt vides ingen beregningsmetode, som er direkte udviklet for beregning af en tsunamis opløbshøjde på land. Der er anvendt tre forskellige metoder:

- en metode, som er udviklet for beregning af vindbølgers opløb på flade strande
- en metode, som er udviklet under en antagelse om periodisk stående bølger ved stranden
- en metode, som bygger på energiomsætningen ved bølgeopløb.

5.3 Beregningsresultater

Resultaterne af beregningerne er som følger:

På et typisk vestkystprofil (ved Søndervig) findes, at det maksimale bølgeopløb vil være mellem 4 og 5 m over normalt vandspejl.

På en typisk kyst i de indre farvande (på Nordfyn) findes, at det maksimale bølgeopløb vil være mellem 3 og 4 m over normalt vandspejl. Da kysterne i de indre farvande er af meget forskellig karakter, kan det maksimale opløb dog varierer en del.

Bølgeopløbet på digerne i Vadehavet vil være lille, ca. 1 m over vandstanden ved højvande. Dette skyldes, at bølgen skal passere det lavvandede vadehavsområde, hvor bølgens energi nedbrydes.

5.4 Konsekvenser

Ved bedømmelsen af konsekvenserne af tsunamien på de tre kysttyper, som er valgt som eksempler, må det indregnes, at den høje vandstand på stranden, som bølgens ankomst giver anledning til, vil have en vis varighed, formentlig størrelsesordenen 5-10 minutter med de givne forudsætninger.

Det betyder, at der på strandene ved Vestkysten for en tsunami med dybvandsbølgehøjden 1 m vil være en vandstand på 4 – 5 m i 5 – 10 minutter. Det vil betyde, at vanddybderne på strandene vil være mellem 1 – 2 og 4 – 5 m. Kombineret med den uventede forekomst af bølgen vil dette betyde, at hvis bølgen forekommer i sommersæsonen, hvor mange mennesker opholder sig på stranden, vil et meget stort antal mennesker omkomme. Et noget mindre antal mennesker vil omkomme i vintersæsonen.

Som beskyttelse mod oversvømmelse ved stormfloder vedligeholder Kystdirektoratet klitterne ved de lave områder på Vestkysten. Klitterne vedligeholdes i en minimumshøjde i kote 5, hvor de har en minimumsbredde på 40 m. Som beregningsresultaterne viser, er det ikke sandsynligt, at klitrækken langs de lave områder på Vestkysten vil blive gennembrudt. Skulle der ske et gennembrud, vil vandindstrømningen til de lave områder være begrænset, men naturligvis farlig for de huse, som findes umiddelbart bag gennembrudsstedet og for de mennesker, som opholder sig her.

I Vadehavet vil bølgeopløbet nå til digernes fod eller lidt op ad digeskråningen. Der vil således ikke være fare for gennembrud af digerne, og der vil derfor kun under uheldige omstændigheder være fare for menneskeliv.

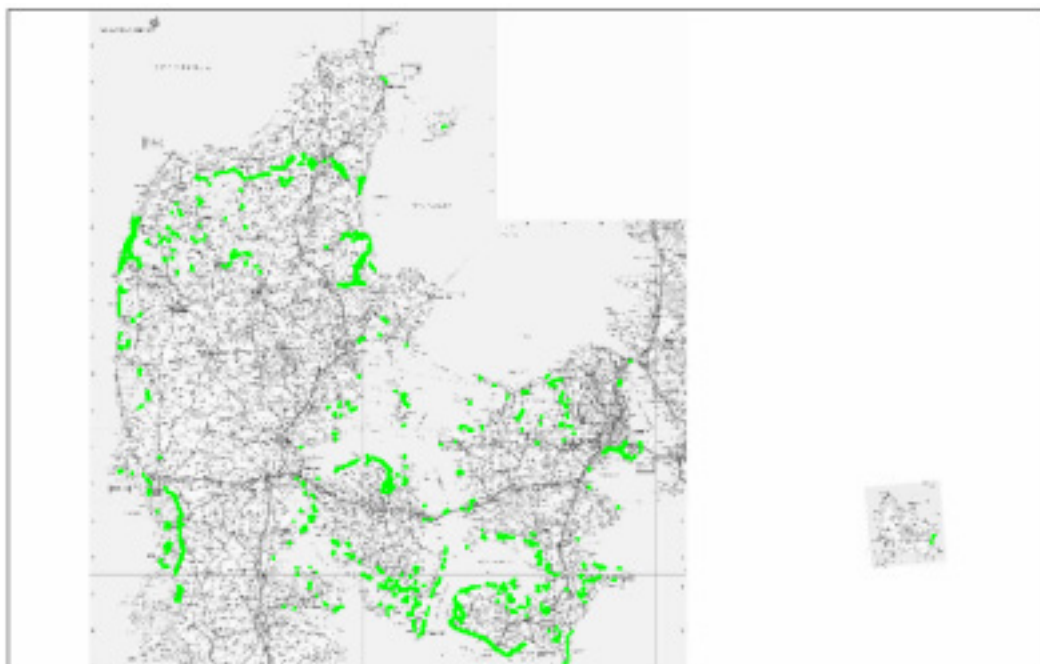
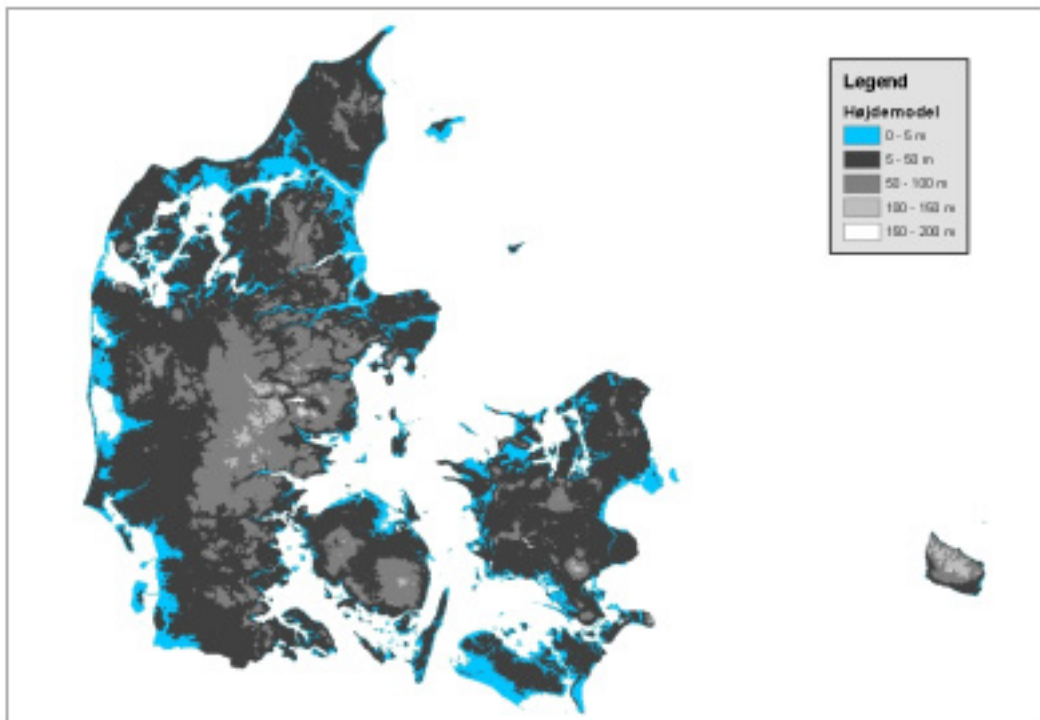


Fig.8 Danmarkskort med angivelse af områder beliggende under kote 5 – blå områder (øverst), samt placering af diger – grønne linier (nederst)

I de indre farvande tyder eksempelberegningen fra Nordfyn på, at der vil forekomme betydelige oversvømmelser. Da en stor del af de lave områder er beboet, vil der være fare for tab af menneskeliv i betydeligt omfang, ligesom der vil opstå en stor del materielle skader. Fig. 8 viser

områder under kote 5, hvoraf en væsentlig del må forventes oversvømmet, illustrerer problemets omfang. Risikoen vil modvirkes af et stort antal lave diger langs kysterne i de indre farvande. Disse diger er af varierende højde og kvalitet.

For strandene i de indre farvande gælder de samme betragtninger, som er anført for strandene på Vestkysten.

Det skal dog afslutningsvis bemærkes at jævnfør modelsimuleringerne beskrevet i Kap. 4 vil de danske kyster kun være udsat for tsunamier af en størrelsesorden som her beskrevet, såfremt tsunamien dannes nord for 60°N.

6. Varsling af tsunamier ved danske, færøske og grønlandske kyster

Komponenterne i et muligt varslingsystem for flodbølger skabt i Nordatlanten, som rammer danske, grønlandske eller færøske kyster vil blive beskrevet i det følgende.

Et varslingsystem mod flodbølger er et operationelt system, der dels registrerer flodbølger, og dels udsender varsler for at forhindre at folk mister liv, lemmer og ejendom som følge af flodbølger. Systemet har to komponenter: et netværk af målere der detekterer flodbølger, og kommunikationslinjer gennem hvilke der udsendes alarmer i så god tid, at udsatte kystzoner kan blive evakueret.

Der findes i dag (primo 2005) to centre til varsling af tsunamier: Pacific Tsunami Warning Center (PTWC, Hawaii) og West Coast and Alaska Tsunami Warning Center (WCATWC, Alaska), begge under ledelse af den amerikanske NOAA Weather Service. WCATWC er et regionalt varslingscenter for de amerikanske og canadiske vestkyststater. PTWC er dels et regionalt varslingscenter for Hawaii og dels et internationalt varslingscenter for hele Stillehavsområdet. Der er 26 lande tilknyttet dette center.

Hvert center har til opgave at registrere, lokalisere og størrelsesbestemme jordskælv, der potentielt kan generere en flodbølge. Informationen kommer til centeret fra seismiske målestationer. Hvis position og størrelse svarer til kriterier der er kendt for at kunne skabe en flodbølge, udsender centeret et 'tsunami-varsel'. Varslet omfatter ankomsttider for de kystsamfund, der risikerer at blive ramt inden for et par timer. Derudover bliver der sat en alarm op for områder, der risikerer at blive ramt efter endnu længere tid.

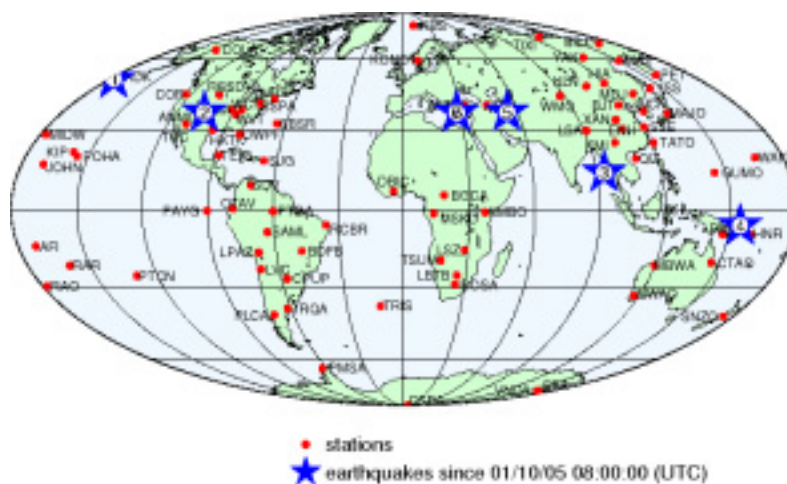


Fig. 9. Eksisterende on-line operationelle seismografer som benyttes i USA's internationale samarbejde

Dette første varsel er udelukkende baseret på seismiske data. Hvis en eller flere vandstandsmålere (drevet af NOAA, PTWC, WCATWC, universiteter, og en række nationale centre) viser et signal der karakteriseres som en flodbølge (pludselig vandstandsstigning over en vis størrelse) udvides varslet til at omfatte hele Stillehavsområdet.

Centrene sender varsler, alarmer, og bulletiner med generel information til krise-ansvarlige og til offentligheden gennem en række kanaler.

6.1 Tsunami varslingsystem

Et tsunami varslingsystem afviger i forhold til varsling af vejrskabte fænomener på nogle punkter:

- Effekten er potentielt på bassinskala, så en rent national varsling, svarende til vejrvarsling, giver ikke mening.
- Varsling af flodbølger bygger på observeret geologisk aktivitet. Det betyder, at varslingstiden er markant mindre (timer) end for vejr-fænomener (fx tropiske cykloner, som man kan forudsige flere dage i forvejen), da man ikke har nogen prognose for en eventuel hændelse, men må tage affære når først flodbølgen er sat i gang. Grunden til, at det overhovedet er muligt at varsle, er at flodbølgen trods alt bevæger sig mange gange langsommere end det seismiske signal.

Et varslingsystem for Nordatlanten kan bestå af en række komponenter:

- Monitorering af Nordatlanten for geologisk aktivitet
- Vurdering af den udløste energi
- Vurdering af hvorvidt fænomenet giver anledning til en flodbølge
- Registrering af en eventuel flodbølge
- Information af nationale myndigheder når det er tilfældet
- Beregning af rejse/ankomsttider for flodbølgen
- National advisering af kystmyndigheder
- Opretholdelse af et kystberedskab

Beredskabets vigtigste funktion er evakuering i højden, idet kun lavtliggende områder risikerer at blive ramt.

Regional varsling

Et regionalt varslingsystem er baseret på registrering af lokale jordskælv, altså udelukkende seismiske data. Alarmer (sirener) går i gang, og offentligheden advares via medier. Det kan ske i løbet af 15 minutter. Systemet giver en del falske alarmer, idet ikke alle jordskælv over en given størrelse giver anledning til flodbølge. Til gengæld er varslingen lokal, så forstyrrelsen af den offentlige ro og orden holdes på et minimum.

International varsling

Til international varsling anvender man både seismiske og oceanografiske data. Flodbølger forårsaget af jordskælv kan rejse mange tusinde kilometer. Selv om ødelæggelserne er størst nær ved epicentret, må man forvente en effekt på store afstande fra dannelsesstedet, i dette tilfælde Nordatlanten, hvorfor det ikke giver mening kun at have en rent national varsling. Der skal opbygges et internationalt samarbejde til registrering/monitoring af geologisk aktivitet, som afgør om denne aktivitet kan afstedkomme / har afstedkommet en flodbølge, og som udsender varsler til nationale myndigheder. Herefter tager nationale beredskaber over. Da man først varsler offentligheden når man faktisk har registreret at der er en flodbølge på vej, forekommer falske alarmer ikke.

Nationalt kontaktpunkt

Et døgnbemandet nationalt center, der modtager varsler om flodbølger fra det internationale varslingscenter, og derudfra bestemmer beredskabsgraden for de forskellige landsdele. Centeret står for den videre alarmering til regionale myndigheder.

Ansvar for det egentlige beredskab vil naturligt kunne placeres hos de samme lokale eller regionale myndigheder, der står for beredskabet under stormflod. Det vil for vestkysten sige Kystdirektoratet, for Limfjorden Nordjyllands Amt. Dette er, bortset fra Færøerne og Grønland, de mest udsatte områder.

Nationalt beredskab/national varslingsplan

For at vurdere hvor udsat en given lokalitet er for flodbølger, må man foretage en detaljeret risikoanalyse for den pågældende lokalitet. Det drejer sig om at undersøge det historiske materiale, altså hvor hyppige og hvor alvorlige flodbølger tidligere har været. Denne information benyttes dels til at udforme beredskabet (hvilke områder skal evakueres, hvor skal man flytte folk hen, skal man evakuere horisontalt, dvs. ind i landet, eller vertikalt, dvs. op på højere etager i bygninger), og dels til at planlægge udnyttelsen af kystzonen (lade områder være uudnyttede, byggestil mv.).

Det nationale beredskab iværksættes når det nationale kontaktpunkt modtager et varsel om en flodbølge. Beredskabet har til formål inden for kort tid at sikre, at liv, og i visse tilfælde ejendom, ikke går tabt i de kystnære områder som følge af flodbølgen. Beredskabet består af en på forhånd fastlagt kommandostruktur, handlingsplan, og infrastruktur til information af offentligheden. Beredskabet kan, ligesom for andre oversvømmelser, have flere grader, alt efter hvor alvorlig situationen vurderes til at være. Denne beslutning skal afgøres ved beredskabsgraden.

Sammenlignet med vejrskabte oversvømmelser er varslingstiden markant mindre, da man ikke har nogen prognose for den geologiske hændelse der har sat flodbølgen i gang. Man kan først tage affære efter flodbølgen er sat i gang på åbent hav, og har derefter en varslingstid, der kan variere fra få minutter til adskillige timer. Det kan betyde, at man må koncentrere sig om at redde menneskeliv, og kun i mindre grad kan tage hensyn til jordisk gods. Den endelige beslutning herom ligger hos det nationale beredskab.

Tiden, der går fra det internationale center registrerer en hændelse der har genereret en flodbølge, til advisering af nationale centre, er nogle få minutter. Denne proces kan i høj grad automatiseres.

Hurtig information til offentligheden vil typisk ske via Radio/TV, højtalervogne, sirener, samt mobiltelefoner (sms til alle der har forbindelse til sendemasten).

Beredskabsgraden kan, i tilfælde af jordskælv, være en funktion af to parametre:

- styrken af jordskælv
- forventet tid til ankomst

Eksemplet herunder er taget fra beredskabet for Fransk Polynesien i Stillehavet.

GUL:	Advarsel til civilforsvar og statslige myndigheder. Afventer yderligere informationer (bekræftelse af flodbølge, fx ved registrering andre steder) .	Styrke >7, ankomst >9 timer
ORANGE:	Advarsel til lokale myndigheder, politi m.m. Afventer konfirmering af alvorlig fare. Endnu ingen advarsel til offentligheden.	styrke >8, ankomst 6-9 timer
RØD:	Advarsel til befolkningen. Øjeblikkelig eller alvorlig fare. Forberedelser til evakuering af kystzonen.	styrke >9 og ankomst >9 timer styrke >8 og ankomst <3 timer

Kilde: *Tsunami Newsletter*.

Katastrofeturisme

Eftersom flodbølger er ekstremt sjældne i vores del af verden, må man forvente at et varsel vil blive opfattet som en opfordring til at lege turist. Man kan ikke være sikker på, at trafikken af sig selv går væk fra kysterne, jvf. situationen under orkaner, hvor det er almindeligt ikke at følge opfordringer om at holde sig inde, eller endog søge ud for at se hvad der sker (journalister mv.). En så sjælden hændelse vil resultere i en hel del nysgerrighed, og tvivl om hvorvidt det nu også er farligt. Det så man under flodbølgen i Asien 26/12-04, hvor private videofilm har optaget katastrofen på nærmeste hold. Det er vigtigt at man på forhånd har gjort sig klart, hvordan sådan en situation bør tackles.

6.2 Tsunami varsling i Nordatlanten

Berørte kyster ved en nordatlantisk flodbølge omfatter især de britiske øer, den franske og spanske Atlanterhavskyst, Portugal, Nordvestafrika, dele af den sydamerikanske kyst (Brasilien), Antillerne, den amerikanske og canadiske østkyst, Færøerne, Island, Norge og dele af Grønland, medens Middelhavet og Baltikum ikke vil blive berørt.

Der er meget stor forskel på kysternes udformning og rejsetider fra mulige epicentre for hhv. Syddanmark og de oversøiske områder. Færøerne ligger, som en øgruppe midt i Nordatlanten, både udsat for lokale flodbølger, hvor varslingstiden er meget kort, og for flodbølger der er opstået meget langt væk. Det samme gør sig gældende for dele af den grønlandske kyst, mens Danmark til dels ligger beskyttet bag de britiske øer og Nordsøen. Her vil man som regel have god tid til varsling, da rejsetiden typisk vil andrage flere timer.

Der eksisterer for øjeblikket ingen varsling, og intet beredskab. Et eventuelt fremtidigt varslingsystem skal til registrering og varsling af flodbølger have følgende informationer til rådighed:

- Langt den vigtigste kilde til information om generering af en flodbølge, er registrering af seismisk aktivitet. Der skal et jordskælv (eller tilsvarende) af en vis størrelse til at sætte en flodbølge i gang. Dernæst skal jordskælvets epicenter være placeret under havbunden, for at sætte vandet i bevægelse. Man skal med andre ord have oplysning om styrke, tidspunkt og position for den geologiske aktivitet. Denne information er i princippet tilgængelig

øjeblikkeligt, i praksis inden for få minutter. Informationen benyttes til at vurdere, om der sættes en flodbølge i gang, hvilke kyster der i givet fald er særligt udsat, samt hvornår de forventes at blive ramt. For det Nordatlantiske område er den nødvendige seismiske information dog ikke i dag tilgængelig i sand tid. Samtidig viser Fig. 9 at det nordatlantiske område er relativt dårligt dækket med operationelle seismografer.

- Den næste datakilde er registrering af vandstand i sand tid. Denne information fortæller os, om der faktisk er sat en flodbølge i gang. Kystmålerne vil efter tur registrere bølgen, efterhånden som bølgefronten passerer måleren. Det er med en simpel filterteknik muligt automatisk at afgøre, om der er tale om en flodbølge. Når det er tilfældet, afsender måleren en alarm. Strategisk placerede vandstandsmålere, på dybhavsøer, boreplatforme mv. vil kunne være en del af sådan et målnet. Datatilgængeligheden fra kystbaserede målere er ikke optimal. Hvert land har sine målere, og der er ikke noget fælles opsamlingspunkt for data. Målefrekvensen er også et problem, idet der kræves ret høj tidslig opløsning (5 min. eller bedre).

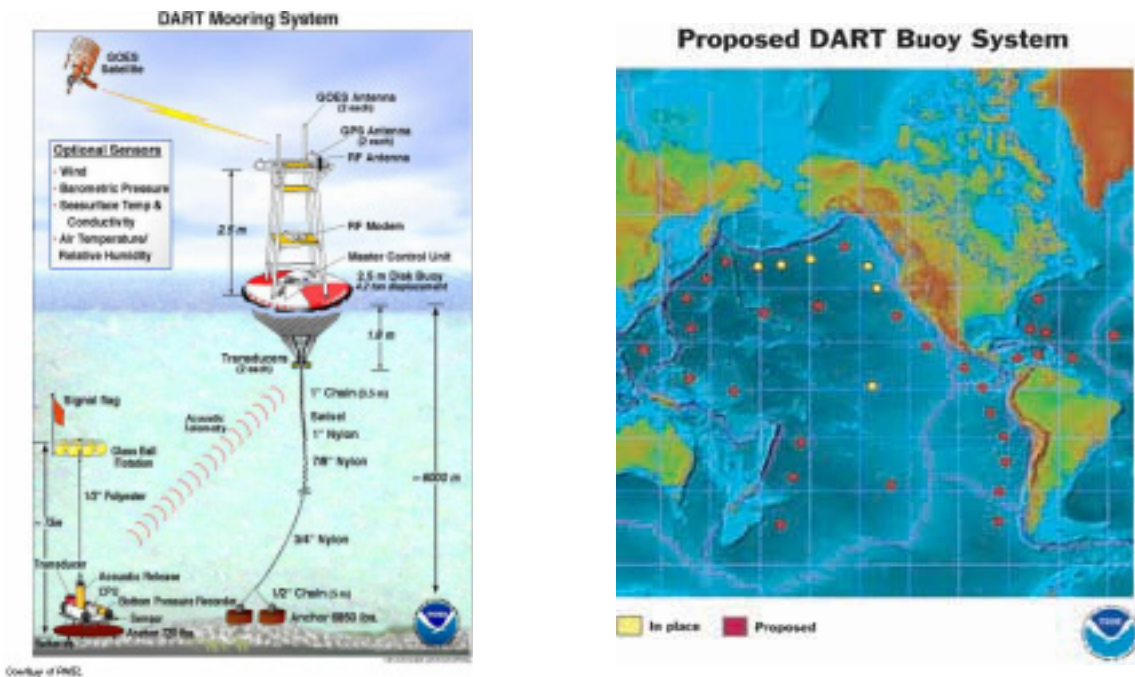


Fig. 10. DART-systemet. tv: forankret trykmåler (bottom pressure recorder) og bølge med telekommunikation. Trykmåleren kan registrere tsunami amplituder ned til 1 cm. Eksisterende og planlagte DART stationer. Bøjerne har en levetid på 1 år, tryksensorerne på 2 år. Systemet blev taget i brug i 2000. Kilde: <http://en.wikipedia.org/>

- DART-systemet (DART=Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) er et målesystem specielt designet til at registrere tsunami'er. En DART station består af en trykmåler på havbunden, forbundet med et akustisk link til en bølge. Måleren udløser automatisk en alarm, når der sker en pludselig trykændring af en vis størrelse. Alarmen sendes via GOES satellit (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) til jordbaserede stationer. For øjeblikket ligger der 6 sådanne bøjer, primært langs Alaskas og Oregons kyst. Dette er netop planlagt udvidet til i alt 32 bøjer inden 2007 (primært i Caraibien og Stillehavet, men også langs USA's og Sydamerikas østkyst), Fig.10. Det

eksisterende DART-system har kostet ca. 6.2 mio. US\$ at udvikle og implementere. Indsatsen er indtil videre amerikansk (US National Tsunami Hazard Mitigation Program).

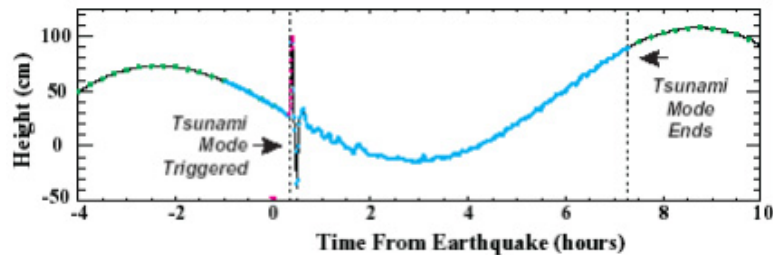


Fig. 11 Eksempel på registrering af en tsunami fra en DART bølge

Satellitdata vil muligvis i fremtiden kunne spille en rolle i observation af tsunamier. Den tsunami, der ramte det Indiske Ocean 26/12-2004 blev observeret af 4 radar-satellitter ca. to timer efter jordskælvet, Fig. 12. Det er første gang, man har observeret sådan et fænomen fra rummet. Disse målinger kan bruges til at kalibrere og forbedre tsunami-modeller, dvs. havmodeller der beskriver udbredelsen af disse lange bølger. Det skal bemærkes, at data af denne type ikke kan bruges til varsling. Dels tog det ca. 5 timer at analysere data: 2 timer til passage, 3 timer til processering. Dels var det et rent tilfælde, at satellitterne befandt sig over det ramte område i rette øjeblik. Det må forventes, at de 3 timer bliver reduceret i fremtiden, mens tiden til passage er mere tilfældig. Det er muligt, at satellit-baserede målinger vil komme til at spille en direkte rolle ved varsling af flodbølger i fremtiden, men i dag er teknikken ikke til stede. Systemerne skal videreudvikles, så data bliver hurtigere tilgængelige. Permanente GPS stationer kan varsle om størrelsen af forskydninger med formentlig en halv times forsinkelse. (Jvf. resultatet på Rumcenterets hjemmeside).

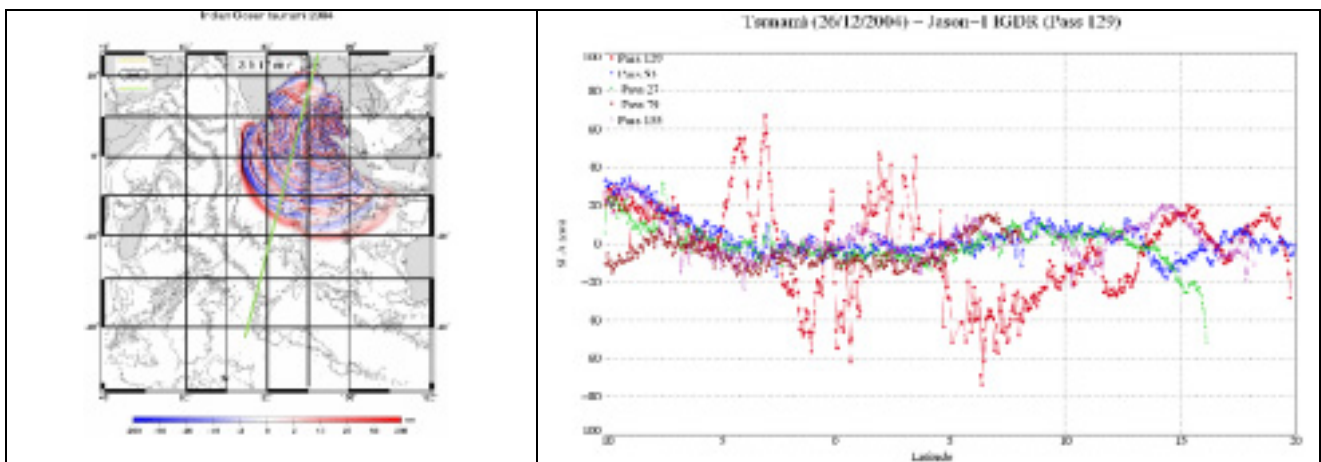


Fig. 12. Observation af tsunamien der ramte Sydøstasien observeret fra satellitterne Topex Poseidon, Jason 1 og Envisat. Den maksimale bølgehøjde var ca. 1 m i rum sø.
Kilde: www.aviso.oceanobs.com/html/applications/geophysique/tsunami_uk.html

Baseret på ovenstående beskrivelse af et varslingssystem skal det understreges at varsling af flodbølger for det Nordatlantiske område er en international opgave, mens beredskabet er nationalt. Varslingstiden er kun af størrelsesorden nogle få timer, hvorfor det er særligt vigtigt at alle informationskanaler og beredskabsplaner er på plads.

7. Eksempler på tsunamier i Nordatlanten og i rigsfællesskabet's farvande

I dette afsnit vil der blive givet en kort beskrivelse af kendte eksempler på tsunamier i det nordatlantiske område med speciel fokus på rigsfællesskabets farvande. Disse tsunamier er udløst af forskellige mekanismer såsom undersøiske skred, jordskælv, fjeldskred og meteorologiske fænomener.

7.1 Storegga skreddet for ca. 8200 år siden

Storegga skreddet er lokaliseret ved den norske kontinentalskrænt ud for Møre Bassinet, se Fig.4. Skreddet skærer dybt ind i kvartære sedimenter, som omfatter glacigene debris-strømme og hemipelagiske, marine sedimenter. Bagvæggen i skreddet har en højde af 300 m og en længde af 300 km. Skreddet dækker et areal på mindst 34.000 km² og muligvis 90.000 km². Volumenet af de omlejrrede sedimenter er beregnet til 3400 km³, og disse blev transporteret op til 800 km ud på oceanbunden (Bouriak et al. 2000, Bünz et al. 2003). Der er kortlagt tre hovedfaser i Storegga skreddet. 1. Storegga skred skete for mellem 50.000 og 25.000 år siden, 2. Storegga skred skete for omkring 8200 år siden, og 3. Storegga skred for omkring 6000 år siden (Bouriak et al. 2000). 2. Storegga skred omfattede op til ni faser indenfor et kort tidsrum omkring 8200 år BP (Bünz et al. 2003). Den udløsende mekanisme kendes ikke med sikkerhed, men er muligvis en kombination af flere processer, både jordskælv og dissociation af gashydrater (Bouriak et al. 2000, Bünz et al. 2003). Det har formentlig også spillet en rolle, at der skete en meget hurtig stigning i det eustatiske havniveau på dette tidspunkt : 7-15 m stigning fra 8.000 til 7.000 ¹⁴C-år BP.

Der findes en række undersøgelser af Storegga skreddet, og det er fremhævet, at skreddet er lokaliseret til et område, hvor der akkumuleredes meget store sedimentmængder foran Det Skandinaviske Isskjold. Størstedelen af disse sedimenter er transporteret til oceanbunden igennem skreddets forskellige faser (www.ormenlange.com/library/attachments/OCT.pdf) (Bryn et al. 2004). Muligvis udløstes 2. Storegga skred af specielle forhold, som ikke findes i dag, men der er andre store skred langs den norske kontinentalsokkel, såsom Nyk Skreddet (16.000 år BP) og Trænadjupet Skreddet (4.000 år BP) (Bryn et al. 2004). Skreddet ved Trænadjupet har ligeledes haft flere faser (Laberg et al. 2002). Aflejring af lavpermeable glacigene sedimenter over finkornede marine sedimenter, kan have opbygget et forhøjet porevandstryk i de sidstnævnte, hvilket kan fremme dannelsen af skred. Skred kan forekomme såvel under glaciale maxima, i kolde perioder med lavt eustatisk havniveau, som i perioder som nutiden, med et varmere klima og højere globalt havniveau (Laberg et al. 2002). Afhandlingen af Evans et al.(in press) viser, at der er sket mange skred på kontinentalskråningen (se Fig. 4) og diskuterer deres årsager.

Bondevik et al. (1997 a, b) har undersøgt 18 søbassiner langs den norske kyst for spor efter tsunamien, der blev udløst af 2. Storegga skred, kaldet 2. Storegga tsunami. I søerne har tsunamien efterladt et lag, som klart adskiller sig fra de over- og underliggende med hensyn til sin erosive undergrænse, sedimentets sammensætning og dets strukturer. Da søerne ligger i forskellig højde over den datidige kystlinie kan det bestemmes, at tsunamien nåede 6-7 m op nær Trondheim, 9-11 m nær Sula og 3-4 m nær Bergen (Bondevik et al. 1997a, b). På adskillige lokaliteter i Skotland findes spor af 2. Storegga tsunamien 3-6 m over havniveau. Et relativt tyndt sandlag med marine fossiler findes indlejret i kystnære aflejringer fra en lang strækning af Skotlands øst og nordvendte kyster. Sandet tolkes som en tsunami-aflejring, og ikke som almindelige stormaflejringer, idet man

så ville forvente, at der forekom lignende, men tyndere, sandlag på en del af lokaliteterne. Tsunamiflejringerne i Skotland sættes i forbindelse med Storegga skredet (Long et al. 1989, Dawson 1988).

På Færøerne (Suderø) er aflejring efter 2. Storegga tsunami beskrevet af Grauert et al. (2001). Søen Vágur på Suderø ligger 4 m over nuværende havniveau og er 1-3 m dyb. Søen ligger bag en barriere, som når en højde af 4-5 meter. Sedimenterne bærer tydeligt præg af et erosivt event, med sandlag, gyttjeklaster og marine skaller, meget lignende sedimenterne fra Norges vestkyst. Disse sedimenter tolkes ligeledes som aflejring efter en tsunami. Dateringer af sedimenterne viser, at disse har en alder på ca. 8200 år, hvilket sandsynliggør, at de er dannet af 2. Storegga tsunamien (Grauert et al. 2001). Da der ikke findes nogle sikre havniveaukurver for Færøerne, er det svært at vide, hvor højt bølgen er nået op på land. Der er dog ikke indikationer for at havniveauet har været højere end i dag, nærmere modsat, og da bølgen har haft en stor ødelæggende effekt på en sø 4 meter over havniveau, må bølgens højde antages at være minimum 6-10 meter høj. Lignende sedimenter er fundet på Shetlandsøerne hvor sporene går op til 9,2 meter over nuværende højeste vandstand (Bondevik et al. 2003), og her indikerer daværende havniveau, 10-15 meter lavere end nu, at tsunamien har nået højder på mere end 20 meter vertikalt på kysten.

7.2 Jordskælv ved Lissabon 1.nov 1755.

Dette er det eneste historiske tilfælde af en jordskælvs skabt flodbølge af katastrofale dimensioner i det Nordatlantiske område. Jordskælvet er vurderet til at være af størrelse 8.7 på Richterskalaen, men var muligvis endnu kraftigere. Det var centreret i Atlanterhavet, ca. 200 km VSV for Cape St. Vincent (36N 11W). Rystelserne kunne mærkes langt ind i Europa (Schweiz) og i Nordafrika (Marokko, Alger). Samlede antal dødsopfre: ca. 100.000. Flodbølgen, der ledsagede jordskælvet, forårsagede ødelæggelser i Portugal (Algarvekysten), SV Spanien, og den vestlige del af Marokko. Der var store ødelæggelser på Madeira og Acorerne.

Ca. 30 minutter efter jordskælvet blev Lissabon ramt af den første af 3 bølger. Den negative fase ankom først, dvs. vandet trak sig tilbage fra kysten. Den efterfølgende bølge var ca. 6 meter høj. Ødelæggelserne var størst ved Algarvekysten, hvor bølgehøjden efter sigende nåede op på 20 meter (*der er nok tale om run-up, dvs. det højest beliggende overskyllede punkt*). I Spanien propagerede bølgen op ad Guadalquivir River, og nåede Sevilla. Ved Gibraltar steg vandstanden pludseligt med 2 meter. I Marokko var der store ødelæggelser fra Tanger til Agadir.

Flodbølgen nåede kyster i Frankrig, Storbritannien, Irland, Belgien og Holland. Bølgen krydsede Atlanterhavet, og nåede Antillerne (Antigua, Martinique, Barbados), hvor vandstanden steg med en meter før store bølger slog ind mod kysten.

Flodbølgen døde ud i Middelhavet. Der foreligger ikke vidnesbyrd om bølgens højde i Nordsøen eller om hvorvidt bølgen kunne mærkes ved danske kyster. Der foreligger oplysninger om vandstandsændringer i form af seiches (stående bølger) helt op til Finland. Disse skulle så være dannet lokalt af den fjerntliggende seismiske aktivitet, og altså ikke være forbundet med flodbølgen, der jo er en propagerende (fremadskridende) bølge. Der foreligger ikke vidnesbyrd om oplysningerne vedr. effekten i Baltikum er pålidelige.

7.3 Bjergskred på Kalsø på Færøerne, 1953

Beretning af Petur Jacob Sigvardsen "Ur Gjaar Søgu, Barnaminni 2", 1998 (oversat af Lis Mortensen på Jarðfrøðisavnið (JFS)):

For ca 45 år siden blev folk fra Trøllanes (nordligste bygd på Kalsø) opmærksomme på, at store revner var opståede i grønsværen mellem Borgaran og Nestind på Kalsø. Dette kan have været først i 50-erne. På denne tid hørte folk ved Gjógv også ofte eksplosionsagtige lyde fra flere små bjergskred i denne del af Kalsø. Det er dog ikke så ualmindeligt, at folk fra Gjógv hørte sådant spektakel fra bjergskred på Kalsø, oftest fra Storegjógv, og derfor optog det ikke folk så meget, andet end at man nævnte det i den daglige snak.

Færingar ved, hvordan bølgerne hele tiden eroderer fjeldet nedefra. De kender resterne af nedslidt land, skær og klipper ved havet. De ser, hvordan store og små kløfter står som åbne sår ved stranden, og hvordan frosten sprænger fra oven til bjerget falder ned. Således nedbrydes landet. Ofte sker det i små hændelser, så få lægger mærke til ændringerne, men nogle gange er hændelserne mere heftige.

Således var denne minderige sommerdag 19.juni 1953. Det var en solrig sommerdag på hav og land. I denne fredelige sommerstilhed lagde folk mærke til, at der skete et bjergskred Eystur undir Oyggj og et øjeblik senere faldt et endnu større stykke end det første. Og så virkede det for dem, som om hele bjerget løsnede fra toppen og helt ned til havet ved en kæmpe eksplosion. I samme øjeblik så de, at havet blev oprørt, og en meget stor bølge rejste sig med en rasende fart ud i sundet Djúpini, hvorfra den spredte sig ud i alle retninger.

Om hvad der siden blev af dette meget store bjergskred, har Ebba, min kusine fortalt om, og jeg referer til noget af det, som hun har skrevet.

Uddrag af beretningen, hvor Ebba beskriver hændelsen: (Ebba Joensen (1987): Minniligur dagar. Jólaboð 1987, s. 20 – 22. Færøerne).

"...På vej til en af fiskerne hørte jeg en uhyggelig, høj lyd, som fik mig til at standse op. Lyden kom Eystan undir Oyggj (på Kalsø). Hurtigt kunne man se, hvor larmen var kommet fra, for over på Kalsøen var der sket et stort bjergskred, og røgen stod højt op i luften. En mand kom løbende fra Nøsin og råbte: "Se søn!". Brunlige hvirvelstrømme opstod i sundet Djúpini og nærmede sig området ved Gjógv. Først blev havet suget ud og havbunden blev tør langt ud mod havet. Et så uhyggeligt fænomen havde ingen set tidligere. Jeg vidste, at flere børn var ned og vadede ved stranden. På trods af at det skete så hurtigt, fik jeg råbt til en mand, som var i gang med at male sit hus kort fra stranden, og i sidste øjeblik fik denne mand reddet børnene op fra stranden.

På landingspladsen i Gjógv gik det ikke så godt, for her sad Sørin flittig og ordnede fiskeredskaberne. Bådene lå i vandet, og da havet trak sig tilbage kom begge både til at hænge i linen. Da løb Sørin ned for at se, hvad der var i vejen. Linerne sprang, og nu kom bølgen for alvor ind i kløften mod landingspladsen. Sørin anede faren og prøvede at komme væk. Men det var for sent. Bølgen tog ham ind under en klippehule.

To mænd, som stod oppe over landingspladsen så, hvad der skete, og sprang til for at redde ham, men de kunne ikke stå på benene. Nu kom den tredje mand styrtende, og fik fat i de andre, og så

hjælp. De standsede yderst på havklippen. Nu var kløften ved landingspladsen grim: både i knus, liner og fiskeredskab flød mellem fisk, fugle og andet. Jeg vidste endnu ikke om tilstanden ved landingspladsen. Jeg løb imod børnene som var kommet op fra stranden. Jeg troede, at nu var det overstået, og tog ind til min søster for at hvile lidt. Jeg var ikke mere end kommet indendørs, før bud kom efter mig for at komme og hjælpe til, fordi Sørin var faldet i vandet ved landingspladsen. Jeg kom dertil, da de kom op fra landingspladsen med ham. Han var i meget dårlig forfatning, og der var vand overalt. Man sendte bud efter lægen, og han kom hurtigt. Lang tid gik, før Sørin kunde sige noget, for der kommet meget havvand ned i ham. Men heldigvis fik lægen hjulpet ham.”

Videre beskrives bjergskredet:

Dette bjergskred skete syd for Borgaran í Skarð á Hálsi, som er det laveste sted mellem Borgaran og Nestind. Folk fra Tröllanes sagde, at der var flere bjergskred, det larmede meget, og husene i bygden rystede. Bjerget revnede fra toppen og helt ned i havet, omkring 200 favne. I toppen revnede ca 60 favne bredt og 100 favne dybt. Tykkelsen er vurderet til omkring 10 favne, hvor mægtigheden er størst. I dag er en ur opstået, som når langt ud i havet. Omkring 2 linelængder.

Som vi har hørt fortalt, var det et mirakel, at ingen kom alvorligt til skade af dette store bjergskred, og der var så stor bølgegang både i Funning, Oyndarfjørður og længere syd på Østerø, at bølgen nåede lige langt op, som i det værste stormvejr.

7.4 Vaigatbølgen, 2000

Nuussuaq og Disko adskilles af Vaigat, et sund med vanddybder over 400 m, og et U-formet profil, således at dybden stiger hurtigt ud fra kysten.

Langs sydkysten af Nuussuaq rejser fjeldene sig til højder fra 800-1500 m over havet, og den geologiske lagserie består af tre litologisk forskellige enheder. Nederst findes vekslende lag af sandsten, skifre og tynde kullag dannet i et stort delta. Herover følger finkornede skifre aflejret på bunden af en dyb sø, og øverst findes en tyk serie af vulkanske breccier og lavabænke. Breccierne danner meget stejle skråninger, og mindre skred er jævnlige forekommende. I november 2000 indtraf et fjeldskred i de vulkanske bjergarter, formentlig langs en sprække. De nedfaldende blokke af vulkanske bjergarter igangsatte en lavine, hvor blokkene, opblandet med skifer og sne, væltede ned gennem kløfter i den sandede lagserie. Blokkene blev holdt i bevægelse dels ved indbyrdes sammenstød dels ved at glide i en mudderstrøm af finfordelt skifer og sne. I løbet af 80 sekunder transporteredes 90.000 m³ vulkanske og sedimentære bjergarter til havniveau, hvor der opbyggedes en stor lobe, med en tykkelse på 40-50 m ved havniveau og som dannede en halvø ud i Vaigattet. En del af denne lobe, ca. 30.000 m³ skred ud i sundet, og dette udløste en tsunami, som afstedkom store ødelæggelser på begge Vaigats kyster. På nordkysten af Disko, overfor skredet, ligger den forhenværende mineby Qullissat. Husene er heldigvis ubeboede i vinterhalvåret, således at bølgen kun medførte materiel skade. I bygden Saqqaq, som ligger på same side af Vaigat som skredet, ødelagde bølgen flere små både og ville have trukket en del hunde til havs, hvis de ikke havde været lænket. Tsunamien blev først rapporteret fra Saqqaq, men efterfølgende kunne tidspunktet for fjeldskredet aflæses på en seismograf i Qeqertarsuaq. Ud fra fotogrammetrisk opmåling af fjeldsiden før og efter skredet er det muligt at beregne hvor store volumener der indgik i lavinen, og hvor meget der efterfølgende indgik i det undersøiske skred, som igangsatte tsunamien (Pedersen et al. 2001, 2002, Larsen et al. 2002, Dahl-Jensen et al. 2004).



Fig. 13 Den forladte mineby Qullissat ved Diskobugten før og efter tsunamien.
(Foto: Lotte Melchior Larsen, GEUS).

7.5 Jyllands vestkyst

I midten af 18-hundredetallet indtraf en begivenhed langs den jyske vestkyst, som må antages at være forårsaget af en tsunami med regional udbredelse. Rambush (1900) gengiver nedenstående øjenvidneskildring fra 5. juni 1858 berettet af Enevold Nielsen fra Aregab:

"Vi var komne hjem fra Fiskeri, havde lagt Baadene for Anker i Havstokken og var gaaede hjem, da vi pludselig hørte en Kuling af Sydvest; Kl. var omtrent 4 om Eftermiddagen. Vi løb da til Stranden, men kunde næppe tro vore egne Øjne, da vi mødte Havet i Klitten, og vor Baad Samt en anden Baad til, sad oppe i Klitten, skønt vi havde lagt den til Ankers i Havstokken. Vandet maa være steget c. 20'. De 3 store Søer var komne, da vi naaede Havet; vi saa 6 mindre Søer, 3 ad Gangen; de brød c: 1000 Alen fra Land og var saa lange i Syd og Nord, at vi ingen Ende kunde se paa dem. De kom af V. N. V.; senere paa Dagen var Vejret smukt. 2 andre Baade fra Klitten var ude samme Dag; den ene var 3 Mil fra Land, og havde intet mærket til Søerne; Mandskabet mente, at Søerne havde været for brede paa Ryggen til at de kunde mærke dem. Den anden Baad var kun 1/4 Mil fra Land; den blev løftet saa højt, at Mandskabet over Klitten kunde se Kornmarkerne bagved. Det nederste af Tangen overskylledes fuldstændig, og Søerne slog op over Stormasten paa de Fartøjer, som laa ved Nyminde."

Samme fænomen blev observeret ved Agger kanal, hvor der ifølge *Thisted Amtstidende* væltede høje bølger ind gennem indløbet selv om det var fuldkommen vindstille og vandstanden steg i mindre end 10 minutter over 4 fod. Boll (1865) og Ackermann (1883) gengiver med *der Hamburger Correspondent* og *die Wezerzeitung* som kilder, at også Helgoland og vadehavsøen Wangeroge blev ramt af tilsvarende bølger, som tilsyneladende ifølge Boll også er blevet registreret i Holland (Katwijk), Frankrig (Calais) og England (Ramgate, Dower og Folkstone).

Der synes således ikke at være tvivl om at Nordsøen ved denne lejlighed er blevet ramt af en tsunami med regional udbredelse. Størrelsen kan det på det foreliggende grundlag være vanskeligt at bedømme, men ovenstående beretning anfører altså et opskyl ved Holmslands Klit på i størrelsesorden 20 fod (6 m).

7.6 Julibølgen

Aakjær et al (1998) beskrev en flodbølge der sommeren 1998 ramte den jyske vestkyst:

De fleste vil nok huske sommermånederne juni og juli 1998 som kolde og våde. Men enkelte gode og varme dage var der dog. En af disse varme dage var den 21. juli, hvor der til en kortvarig afveksling kom noget meget varm luft op fra Middelhavsområdet. Badegæsterne strømmede til havet, men dem der den dag tog til Vesterhavet fik en slem overraskelse.

Strandene blev ramt af en høj bølge, og begivenheden er beskrevet i "Jyllandsposten" af en livredder ved Vejers strand, nord for Blåvandshuk:

"Pludselig var hele området dækket af vand. Jeg har aldrig oplevet noget lignende. På den pæl, som vi bruger til at måle vandhøjden, kunne vi se, at vandstanden på mindre end et minut steg over en meter."

Tilsvarende beretninger lød fra en række andre strande langs den jyske vestkyst, helt op til Thy. Der var samstemmende beretninger om, at bølgen var op til 1 meter høj, at den kom meget hurtigt, og at den var væk igen i løbet af 15-20 minutter. Visse steder langs de meget flade strande blev der berettet om, at bølgen løb mere end 100 m op ad stranden – run-up i Vorupør var ca. 3 m. Efter beretningerne synes bølgen at have ramt det meste af kysten inden for relativ kort tid mellem 11.30 og 12.00.

Ud fra detaljerede vandstandsmålinger ved Thyborøn, Thorsminde og Hvide Sande kunne det ses at mini-flodbølgen havde ramt hele den jyske vestkyst inden for kort tid. Størrelsen af målingerne og tidsangivelserne stemmer overens med de øjenvidneberetninger, der har været fremme i pressen. Ud fra ankomsttidspunkterne kan det konkluderes, at bølgen ikke kommer sydfra, men den må være genereret lokalt ude i Nordsøen.

Tidsmæssigt falder bølgen sammen med et meget kraftigt tordenvejr i midten af Nordsøen. Man kan derfor forestille sig, at tordenvejret, mens det har været på sit højeste med den kraftigste tordenaktivitet, har dannet en gustfront. Hvis gustfronten har haft en hastighed på 15-20 m/s med en trykbølge på ca. 5 hPa, hvilket er meget realistiske værdier, kan den have frembragt en vandbølge i Nordsøen på ca. 15 cm. På sin vej mod kysten er vandbølgen blevet forstærket til den målte top på ca. 50 cm.

Selv om denne forklaring er den mest sandsynlige årsag til mini-flodbølgen, så er der fortsat et "missing link" i målingerne, idet gustfronten med sin trykbølge i luften og den tilhørende vandbølge ude i Nordsøen ikke er blevet målt. Men da der næppe har været de nødvendige instrumenter i området, der har kunnet måle dem, får vi aldrig fuld sikkerhed for, om dette er den rette forklaring.

Et tilsvarende fænomen registreret julenat 1983 er beskrevet af Højerslev, 1984, og ligeledes foreligger der målinger fra en episode i oktober 2001. Disse fænomener forekommer altså med jævne mellemrum, og der er endnu ingen måde at varsle disse fænomener på.

8. Sammenfatning og konklusion

I de foregående kapitler er der redegjort for den eksisterende viden om risikoen for at Danmark, Færøernes og Grønlands kyster kan rammes af en tsunami som vil udgøre en risiko for menneskeliv og som vil skabe omfattende materielle ødelæggelser. De gennemførte undersøgelser giver anledning til følgende sammenfatning og konklusioner:

- Relevante dannelsesprocesser i det atlantiske område er:
 - Jordskælv
 - Undersøiske skred
 - Skred fra land (vulkaner, fjeldskred)
 - Nedfald af asteroider og metereoider
- Muligheden for tsunamier udløst ved disse processer er til stede, men risikoen vurderes som værende minimal. Over en 1000 års periode må det dog antages at en kraftig tsunami kan og sandsynligvis vil forekomme i det nordatlantiske område. Mindre og mere lokale tsunamier udløst af fjeldskred vil forekomme med noget større hyppighed; men deres ødelæggende effekt er lille. Ligeledes vil mindre flodbølger dannet af specielle meteorologiske fænomener kunne opleves med jævne mellemrum
- En tsunami er karakteriseret ved at:
 - Det er en progressiv/fremadskridende bølge
 - Det er en lang bølge med bølgelængde på mere end 100 km
 - Bølgeperioden er mellem 5-60 min
 - Fasehastigheden er lig kvadratroden af tyngdeaccelerationen ganget med vanddybden, hvilket ved en dybde på 4000 meter (Nordatlanten) giver en hastighed på 715 km/time, med en vanddybde på 40 m (Nordsøen) giver en hastighed på 71 km/time.
 - den udbreder sig langs den hurtigste rute dvs. hvor dybden og dermed hastigheden er størst
 - Bølgehøjden er ca. 1 m på dybt vand, men øges på lavt vand
- Tsunamier opdeles i:
 - Lokale tsunamier, der er begrænset til en lokalitet, så der kan tales om en ødelæggelsesafstand på op mod 100 km. De kan dannes ved bjergskred, iskælving og store kastevinde og små lokale lavtryk. Er sjældent særlig kraftige.
 - Regionale tsunamier, med en typisk ødelæggelsesafstand på op til 1000 km og af middel styrke.
 - Tele tsunamier, der bevæger sig langt udover de 1000 km og meget kraftige.
- Modelsimuleringer viser, at tsunamier dannet på potentielle dannelsessteder for regionale og tele tsunamier i det nordatlantiske område viser generelt at:
 - Portugal, Spanien, Frankrig og England har de mest udsatte kyster i Europa
 - Færøerne er det mest udsatte område i Rigsfællesskabet, og vil ved nogle tilfælde opleve meget kraftige effekter
 - Grønlandske kyster vil i nogen grad blive påvirket
 - Danske kyster ligger ret beskyttet inde i Nordsøen og vil sjældent mærke nogen mærkbar effekt. Kun i tilfælde af tsunamier udløst nord for Nordsøens nordlige rand ved 60°N vil et mærkbart signal nå frem til de danske kyster, og her er det især nordvest Jylland der vil blive ramt grundet den dybe Norske Rende.

- Mere detaljerede informationer om tsunamiers påvirkning af rigsfællesskabets kyster vil kræve mere detaljerede modelsimuleringer, specielt af processerne tæt på kysten.
- Beregninger af effekten af en tsunami på den danske kyst viser at i værste tilfælde vil:
 - En tsunami med en bølgehøjde på 1 m i Nordatlanten give anledning til et bølgeopløb ved den jyske vestkyst på 4-5 m, og 3-4 m i de indre danske farvande. Vandstanden vil bevare denne højde i størrelsesordenen 10 min.
 - På den jyske vestkyst, der er beskyttet af diger, vil dette ikke give anledning til større materielle skader, heller ikke på digerne, men kan i tilfælde af mange mennesker på stranden en varm sommerdag forårsage dødsfald.
 - I områder uden dige beskyttelse må der påregnes store materielle skader og dødsfald.
 - Det er dog kun tsunamier dannet nord for 60°N der vil kunne have en så stor effekt.
- Et eventuelt varslingsystem skal koordineres på nordatlantisk plan med deltagelse af alle kyst stater, som alle bidrager til driften af et fælles varslingscenter og Danmark bør bidrage til dette.
- Til det internationale varslingscenter skal knyttes nationale kontaktpunkter med ansvaret for koordineringen af det nationale beredskab. For rigsfællesskabet vedkommende vil det være naturligt at udbygge eksisterende velfungerende varslings tjenester. Dette kan organiseres på følgende måde:
 - DMI fungerer som kontaktpunkt til det internationale center og formidler information videre til de regional beredskabstjenester:
 - I Danmark vil det eksisterende stormflodsberedskab, som består af Kystdirektoratet, lokale beredskabstjenester, politiet, medier etc., være et naturligt valg.
 - På Færøerne og Grønland er et egentlig beredskab ikke etableret og det må overvejes om et sådant skal oprettes. Nuværende meteorologiske varsler formidles via medierne.
 - DMI vil kunne opsætte en operationel model til beregning af tsunamiens udbredelse, ankomsttidspunkt og bølgehøjde ved kysten.

Referencer

Aakjær P., N. W. Nielsen og V. Huess, 1998, Flodbølgen ved Vesterhavet d. 21. juli 1998, Vejret 76.

Ablay, G.J. & Marti, J., 2000: Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide – Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 175-208.

Ackermann, C., 1883. *Beitrage zur Physischen Geographie der Ostsee*. Otto Meisner, Hamburg. 399 pp.

http://www.aviso.oceanobs.com/html/applications/geophysique/tsunami_uk.html

Baptista MA, Miranda JM, Chlerici F and Zitellini N, 2003, New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling, *Natural Hazards and Earth Systems Science*, 3, 333-340.

Boll, *Beitrage zur Geognosie Mecklenburg*. 19. Jahrgang des Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Neübrandenburg-

Bondevik, S., Svendsen, J.I. & Mangerud, J. 1997a: Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology* 44, 1115-1131.

Bondevik, S., Svendsen, J.I., Johnsen, G., Mangerud, J. & Kaland, P.E. 1997b: The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas* 26, 29-53.

Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A. & Lohne, Ø. 2003: Record-breaking Height for 8000-Year-Old Tsunami in the North Atlantic. *EOS*, vol 84, no. 31, 289-293

Bouriak, S., Vanneste, M. & Saoutkine, A. 2000: Inferred gas hydrates and clay diapirs near Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Palteau, offshore Norway. *Marine Geology* 163, 125-148.

Bryant E B, 2001, *Tsunami, The Underrated Hazard*, Cambridge University Press, 320 pp

Bryn, P., Guttormsen, T., Kjærnes, P., Kvalstad, T., Nadim, F., Lund, J.K. & Olsen, J. 2004: Storegga slide risk assessment. The offshore Technology Conference OCT Houston, USA. OCT Paper 16560.

(www.ormenlange.com/library/attachments/OCT.pdf).

Bünz, S., Mienert, J. & Berndt, C. 2003: Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 291-307.

Carrier and Greenspan (1958): Water Waves of Final Amplitude on a Sloping Beach, JFM 4, 97 – 109.

Dahl-Jensen, T., Larsen, L.M., Pedersen, S.A.S., Pedersen, J, Jepsen, H.F., Pedersen, G.K., Nielsen, T., Pedersen, A.K., von Platen-Hallermund, F. & Weng. W. 2004: Landslide and tsunami 21 November 2000 in Paatuut, West Greenland. *Natural Hazards* 31, 277-287.

Day, S.J., Heleno da Silva, S.I.N. & Fonseca, J.F.D.B. 1999: A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 191.

Dawson, A., Long, D. & Smith, D. 1988: The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* 82, 271-276

Evans, D et al. Paleoslides and other mass failures of Pliocene to Pleistocene age along the Atlantic Continental margin of NW Europe

Grauert, M., Björck, S & Bondevik, S. 2001: Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suduroy, the faroe islands. *Boreas* 30, 263-271.

Gregersen, S., Hjelme, J. & Hjortenberg, E. 1998. Earthquakes in Denmark. *Bull. Geological Society of Denmark* 44, 115-127.

Gubbins, D. 1990. *Seismology and plate tectonics*. Cambridge University Press.

Højerslev, N.K., 1984. Julebølgen ved Vestkysten, 1983. *Vejret*, 21.

Joensen, E., 1987. Minniligur dagur. *Jólaboð 1987*, s. 20 – 22. *Færøerne*

Johnson AC, Schweig ES, 1996, The Enigma of the New Madrid Earthquakes of 1811-1812, *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 24 339-384.

Keefer, D.K. 1999: Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. *Jour. Sed Res.* 69 (1), 84-104.

Laberg, J.S., Vorren, T.O., Mienert, J., Evans, D., Lindberg, B., Ottesen, D., Kenyon, N.H. and Henriksen, S. 2002: Late Quaternary palaeoenvironment and chronology in the Traenadjupet Slide area offshore Norway. *Marine Geology*, 188 (1-2), 35-60.

Larsen, L.M., Dahl-Jensen, T. & Pedersen, S.A.S. 2002: Fjeldskred ved Paatuut – Flodbølge i Disko Bugten. *Geologi, Nyt fra GEUS*, Nr. 3/2002.

Lay, T. & Wallace T.C. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, California, USA.

Long, D., Smith, D.E., & Dawson, A.G. 1989: A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science* 4, 61-66.

Nielsen P. and Hanslow D.: Wave Runup Distributions on Natural Beaches, Journal of Coastal Research 1991, vol 7, no 4. 1139 - 1152

Pararas-Carayannis, G. 2004: The tsunami page. Mechanisms of tsunami generation from volcanic sources. Excerpts from presentations at the 2004 National Science Foundation tsunami workshop in San Juan, Puerto Rico.

Pedersen H., Spalding R.E., Tagliaferri E., Cepelcha Z., Risbo T. og Haack H. 2001, Greenland superbolide event of 1997 December 9, Meteoritics and Planetary Science , 36 , 549-558.

Pedersen, S.A.S., Dahl-Jensen, T., Jepsen, H., Larsen, L.M., Pedersen, G.K., Nielsen, T., Pedersen, A.K. & Weng, W. 2001: Fjeldskred ved Paatuut. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2001/99, 47 p.

Pedersen, S.A.S., Larsen, L.M., Dahl-Jensen, T., Jepsen, H.F., Pedersen, G.K., Nielsen, T., Pedersen, A.K., Platen-Hallermund, F. von & Weng, W. 2002: Tsunami-generating rock-fall and landslide on the south coast of Nuussuaq, central West Greenland. Geology of Greenland survey Bulletin 191, 73-83.

Pedersen, S.A.S. & Møller, I. 2004: Prediction and risk evaluation of chalk cliff collapse: the PROTECT project. GEUS Bulletin 4, 89-92

Rambusch, S.H.A. (1900) Studier over Ringkøbing Fjord. Det Nordiske Forlag. København. 211 pp.

Ribeiro A, 2001, Deformable plate tectonics of the Azores-Gibraltar boundary - Where will the next 1755 earthquake strike again? Gaia, 9, 109-113.

Sigvardsen, P.J., 1998: Ur gjaar søgu, Barnaminni 2. Forlagid Bugvin

Tsunami Newsletter. International Tsunami Information Center, ITIC. Flere numre

Zitellini, N. et al, 2001, Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated, EOS, 82, 26, 290-291.

Van Weering, Tj.C.E., Nielsen, T., Kenyon, N.H., Akentieva, K. & Kuijpers, A., (1998). Sediments and sedimentation at the NE Faroe continental margin: contourites and large-scale sliding. Marine Geology, 152, 159-176

Wikipedia, the free encyclopedia. (http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_earthquakes)

Tsunami - effekt på danske kyster

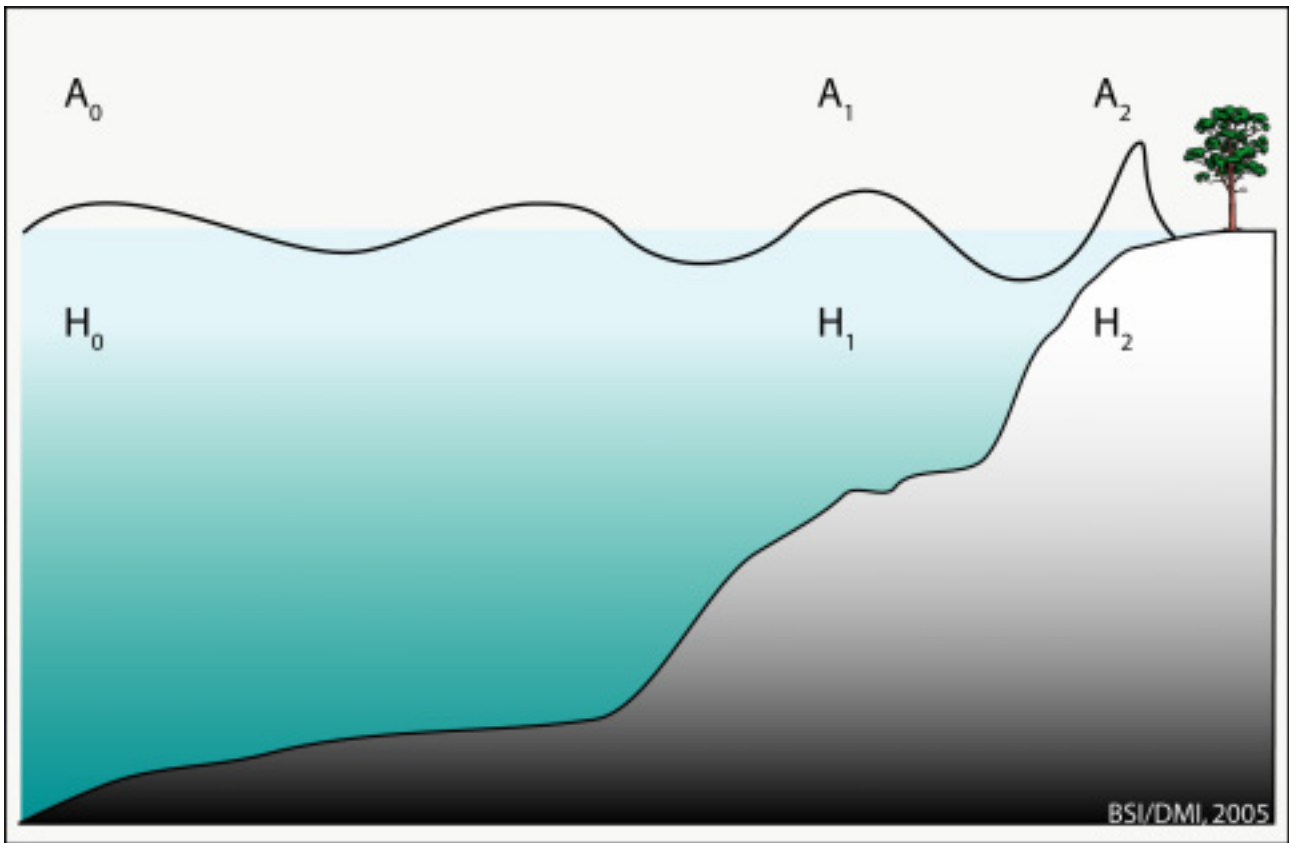
Beregningsmetodik

Bølgehastighed

Da en Tsunami er en fladvandsbølge, anvendes formelen for fladvandsbølgers hastighed

$$c = \sqrt{g H}$$

Bølgehøjde



Ved udbredelse af en lang bølge ind over aftagende vanddybde vil der ske en forøgelse af bølgens amplitude. I de i denne rapport er beregning af bølgeamplituden beregnet på to måder underfølgende antagelser:

1. Energifluxen antages konstant hele vejen ind til kysten indtil bølgen begynder at bryde. Antagelsen om konstant energiflux indebærer, at man ser bort fra refleksion af energi, når bølgen vandrer fra dybere til lavere vand. Dette anses for acceptabelt, da den reflekterede energi kun er en lille del af bølgens samlede energi.

2. Energifluxen antages konstant ind til en dybde på 10 m, herefter antages volumen bevarelse ind til kysten.

Ved antagelse af at energifluxen er konstant fås følgende relation mellem bølgehøjder og vanddybder:

$$(A_0/A_x)^4 = (H_x/H_0)$$

Ved antagelse af at volumenfluxen er konstant fås følgende relation mellem bølgeamplituder og vanddybder:

$$A_x^3/A_0^2 = H_0$$

Ved brug af disse relationer kan vi beregne amplituden A_2 for de 2 ovenstående beregningsmåder idet $H_0 = 4000\text{m}$, $H_1 = 10\text{m}$; $H_2 = 6\text{ m}$ og $A_0 = 0.5\text{m}$:

1. Energifluxen konstant hele vejen ind til kyst:

$$A_2^4 = A_0^4 H_0/H_2 \Rightarrow \underline{A_2 = 2.5\text{ m}}$$

2. Energiflux konstant ind til H_1 herefter volumenbevarelse:

$$A_1^4 = A_0^4 H_0/H_1 \Rightarrow A_1 = 2.2\text{ m}$$

$$A_2^3 = H_1 A_1^2 \Rightarrow \underline{A_2 = 3.7\text{ m}}$$

Bølgeopløb

Der anvendes tre forskellige beregningsmetoder. Førstnævnte beregningsmetode er udviklet for opløb af vindbølger på flade strande (Nielsen and Hanslow, 1991):

$$Z = 0,9 \sqrt{(L_0 2A_2) \tan\alpha}$$

Anden beregningsmetode er udviklet for en periodisk stående bølge ved kysten (Carrier and Greenspan 1958):

$$Z = \sqrt{Jl H (H_0 (2Jl/T)^2 /g /\alpha^2)^{0,25}}$$

Tredje beregningsmetode er baseret på Bernoulli ligningen og giver

$$Z = 1.5 A_2$$

Men denne metode tager ikke hensyn til gnidning, hvorfor den typisk vil give for høje resultater.

Symbolforklaring

c	Bølg hastighed
g	9,81 m/s
H	Vanddybde
A	Bølge amplitude
Z	Bølgeopløb
L	Bølgelængde
α	Hældningsvinkelen for opløb fra start til slut